Földtani Közlöny

131/1–2 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2001

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 131. No. 1–2.

Budapest
ISSN 0015-542X

Felelős kiadó
BREZSNYÁNSZKY Károly
A Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Editor-in-charge
Károly BREZSNYÁNSZKY
President of the Hungarian Geological Society

Főszerkesztő
CSÁSZÁR Géza

Editor-in-chief
Géza CSÁSZÁR

Technikai szerkesztők
PIROS Olga
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

Technical editors
Olga PIROS
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH

Főtámogató
MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt., Budapest

Sponsors
MOL Hungarian Oil and Gas Co., Budapest

Támogató
A szám megjelenését DOBOS Irma nagylelkű adományának köszönhetjük

The publication of this issue is thanked to the generous gift of Irma DOBOS

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

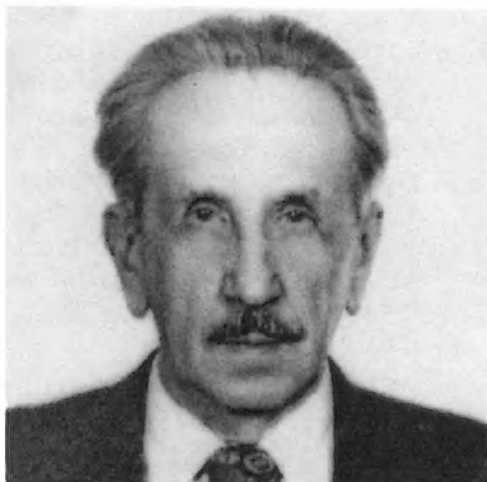
Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

tisza NYOMDA KFT

Földtani Közlöny 131/1-2, 1–9 (2001) Budapest

In memoriam JASKÓ Sándor

(Besztercebánya, 1910. XI. 18. – Budapest, 1998. XII. 15.)



Megszomorodott szívvel, megrendülten álltunk 1998. december 22-én a Farkasréti temetőben a magyar geológusok nesztora: JASKÓ Sándor, doctor rerum naturalium (1935), egyetemi magántanár (1943), a földtudomány doktora (1975), számos elismerés és kitüntetés tulajdonosa, társulatunk tiszteleti tagja, tisztelt és szeretett Sándor bátyánk, Sándor bácsi hamvai előtt.

Nem volt még egy hónapja, hogy betöltötte 88. évét, amikor 15-én meghalt. Mintegy 66 éven át állt a magyar földtan szolgálatában, első publikált dolgozatai 66 éve jelentek meg. Nagy idő ez és folytonos tevékenység töltötte ki. Utolsó munkája még nyomdában volt elhunytakor, poszthumusz műként kerül egy hosszú lista végére.

Besztercebányán született. Apja JASKÓ Géza állatorvos, anyja TÖRÖK Emma tanítónő volt. Három nővére után ő volt a legkisebb, negyedik gyerek. Egészen kicsiny gyermek volt még, amikor atyjával a család a Garam mellől a Temes mellé, Lugosra költözött. 6 éves volt, amikor a családfő meghalt. Négy elemit járt ki Lugoson, eztán egy osztályt Svájcban, Arbonban a nyolc gimnáziumot a budai reálban, a régi budai főreálban, ahol KOCH Antal is tanított egykor, s ahol 1940-ig, amikor csaknem rommá lett, a delet mozsárágyú tudatta a várossal.

A budapesti Pázmány Péter Tudományegyetemen szerzett diplomájával (1954) PAPP Károly mellett volt tanársegéd (1934–42). Tanszéki kollégái voltak HORUSITZKY, KUTASSY, BOGSCH, BARTKÓ, kortársai többek között SZENTE, KŐRÖSSY, SZUROVY, TOMOR, GÖBEL, KOVÁCS L., BARNABÁS, REICH, MAJZON, KESSLER. 1937–38-ban Berlinben, 1939–40-ben Bécsben az ottani Collegium Hungaricum ösztöndíjasa a egyetemen. Szakmai tevékenysége kezdetén több barlanggal foglalkozó munkája volt. A budai barlangok közül a Ferenc-hegyi- és kivált később a Mátyás-hegyi-barlang kutatása, felmérése, feldolgozása volt a maga idejében példás, egyszersmind maradandó értékű. Résztvevője volt a Baradla feltárásának, a Domicával való összefüggés kimutatásának, az addig 5 km hosszúnak ismert járatokhoz adódó 16 km hosszúságú új barlangágak felfedezésének.

Életpályája a Földtani Intézetben folytatódott (1942–1949). Sokrétű munkássága ezidőben kiterjedt a visszacsatolt területekre, továbbá a szénhidrogén

kutatásával összefüggő feladatok ellátására is. Így része volt a bükkszéki olajmező feltárásában. Jelentései az ország egymástól távol eső területeiről, különböző korú képződmények vizsgálatáról szólnak. Előtérbe került tektonikai érdeklődése a szerkezetföldtani megközelítésekben. Hegységszerkezeti tanulmányokat folytatott az Alpokban (Ausztriában és Németországban) és a bulgáriai Balkán hegységben is.

A háború utáni években is hasonló tevékenységet folytatott, mígnem a közgazdaságtudomány korabeli nagy vívmánya: a tervszerű, arányos fejlődés objektív törvénye jutott érvényre a hazai nemzetgazdaságban is. Az akkoriban szokásos kirendelés útján került át a bauxitkutatáshoz, az akkori Maszobalhoz (Magyar Szovjet Bauxitkutató Vállalat, 1950–1955, csoportvezető, utóbb főgeológus), majd vissza a Földtani Intézetbe (1956–57) és rövid két év múltán a Földtani Főigazgatóságra, a későbbi Központi Földtani Hivatal elődjéhez (osztályvezető, 1958–65), ahol fő feladata a lignitkutatás irányítása volt. Nógrád oligocénjétől kerül vissza így, korábbi kedvelt területe – a Bicskei-öböl – közelébe: bauxitföldtani, bányaföldtani és karsztvízföldtani kérdéseket oldott meg ekkori munkáiban.

1956-ban a Gerecse és a Pilis határterületén, a Dorogi-medence környékén térképezett. Szubjektív emlékem köt ehhez a munkájához. Szakdolgozatomat készítettem ekkor. Professzorom jóindulatába ajánlott, minthogy a jura foszlányokat kellett feldolgoznom ott, jó nagy területen elszórva. Bokros tennivalói között módot talált rá, hogy maximális segítséget nyújtson: egész geológusi pályám során segédmunkás csak ott, akkor állt rendelkezésemre, soha többé. Nem szólva az ország egyik legrutinosabb térképező geológusának eligazító tanácsairól, amihez így első kézből jutottam hozzá.

Tíz évvel később, 56 évesen Mongóliában kezdett expedíciós térképező munkába (1966–67). Egy éven át magam is tagja voltam a térképező csoportnak, tanúja voltam kitűnő fizikai képességeinek (ha kellett, lovagolt). Láttam a geográfiát (morfológiát) és geológiát egyaránt fölényesen birtokoló, alkalmazó munkamódszerét a sztyeppén. S ha kellett, megsemmisítő humorba burkolt kritikáját, amikor állítását illetően kételkedéssel került szembe. „Hogy nem hiszem? Dehogy nem! Ha azt mondod, kérnélek szépen, hogy találkoztál itt a pusztában Hófehérkével és a hét törpével, én azt is elhiszem!".

Az Országos Földtani Kutató-Fúró Vállalat volt utolsó állomása (1969-től a budapesti központban), mielőtt 1971-ben nyugdíjba ment. De ezután sem hagyta abba szeretett szakmája művelését. Régebbi témáin talált újabb és újabb kidolgozni valókat. Szívesen foglalkoztatták megbízásokkal. Így 1995-ig a Földtani Intézet alkalmazásában állt nyugdíjasként, 1987–90 között az Intézet tudományos tanácsadó testületének is tagja volt. A korábban is többször elővett pliocén lignitekről, s pliocén üledékképződésről, a legfiatalabb kéregmozgásokról, némely hidrogeológiai problémákról értekezett. A neogén széntelepeket összehasonlító tanulmányai kiterjedtek a Kárpát-medencére, majd azon túl Németországtól Törökországig terjedő területekre. A 80-as évektől érdeklődése a földtani környezetvédelem és a negyedidőszaki szerkezeti mozgások felé fordult. A kvarter folyóvízi üledékek elterjedését nyomozta, bizonyítva, hogy akkor is jelentős mozgás volt egyes (pl. a Pakson áthaladó) szerkezeti vonalak mentén.

1941-ben házasságot kötött SZEMERE Piroskával, akivel 55 évig éltek együtt. Tamás, idősebb fia is geológus lett, e falak között kezdte pályáját, amit azóta Nagy-Britanniában folytat. György, a kisebbik fiú vízügyi műszaki képesítést szerzett.

Bauxitkutatói munkásságáért 1954-ben a Munka Érdemérem ezüst fokozatát, 1962-ben a Földtani Kutatás Kiváló Dolgozója kitüntetést kapta. A Karszt- és Barlangkutató Társulattól Vass Imre emlékérmet, társulatunktól Pro Geologia Applicata érmet kapott.

Áttekintve JASKÓ Sándor tekintélyes életművét, a publikációk mintegy 148 tételből álló listáját és az igen nagy számú kéziratos jelentést, meg kell állapítani, hogy Magyarország teljes területén, csaknem valamennyi időmetszetben és a földtan egy sor szakágazatában, tetézve geomorfológiával, van maradandó nyoma működésének. Túlzás nélkül lehet kimondani, hogy szakmánk korunkbeli művelői között egyedülállóan sokféle témában, képződményben, nyersanyagban és területen dolgozott és publikált.

A szent textus szerint vita mutatur, non tollitur – az élet csak elváltozik, más alakba megy át, de nem vétetik el. A búcsú sötét, nehéz órájában is erre a következtetésre jutunk. Az alkotó ugyan lelépett a színről, de munkássága jelen marad a magyar geológia folytonosságában. Több ezer éves egyiptomi írás mondja: míg neved ismert, magad is közöttünk élsz!

Ezzel búcsúzunk tisztelt kollégánktól!

KASZAP András

Jaskó Sándor publikációi

1. A Baradla új részeiről. – *Földrajzi Közlemények* 60. 1932. 157–159.
2. A Budapesti Egyetemi Turista Egyesület Barlangkutató Osztálya. – *Barlangvilág* II/1–2. 1932. 25–26.
3. Morfológiai megfigyelések és problémák a Gömör-Tornai karsztvidék délkeleti részében. – Morphologische Beobachtungen im südlichen Teile der Gömör-Tornaer Karstlandschaft. – *Földrajzi Közlemények* 61/9–10. 1933. 245–251, 291–292.
4. Adatok a Pálvölgy környékének tektonikájához. – Daten zur Kenntnis der tektonischen Verhältnisse des Pálvölgy (Paultal). – *Földtani Közlöny* 63. 1933. 224–225.
5. Az Aggteleki barlang kiterjedése. – *Földgömb* 4. 1933. 71–72.
6. KESSLER Hubert: A Nagy-Baradla (ismertetés). – *Földrajzi Közlemények* 62. 1934. p. 109.
7. Abráziós platómaradványok a Bakony nyugati peremén. – Abrasions plateaus auf dem Westrande des Bakonygebirges. – *Földrajzi Közlemények* 63/1–3. 1935. 20–23, 56.
8. A Pápai-Bakony földtani leírása. – *Földtani Szemle* melléklete 1935. 41. p.
9. A Jósva-patak felső völgyének geológiai leírása. – Die geologischen Verhältnisse des oberen Jósva-Tales. – *Földtani Közlöny* 55. 1935. 291–300.
10. A Baradla-barlang jósvafői szakaszának karszthidrológiája. – Karsthydrologie des Jósvafőer Teiles des Baradla Höhlensystems. – *Hidrológiai Közlöny* 15/1–6. 1935. 196–204.
11. A Pápai-Bakony hidrológiája. – Hydrologie des Bakony-Gebirges bei Pápa. – *Hidrológiai Közlöny* 15/1–6. 1935. 205–212.
12. A barlangkutatás. – *Ifjúság és Élet* 10. (1934/35.) 1935. 164–166.
13. Hévízkutatás a Tabánban. – *Földgömb* 6. 1935. 344–349.
14. Osztrák barlangkutatók magyarországi látogatása. – *Turistaság és Alpinizmus* 25. 1935. p. 233.
15. Villanyvilágítás a Baradlában. – *Turisták Lapja* 47. 1935. 257–258.
16. Új feltáró kutatások a Baradlában. A BETE Barlangkutató Osztályának beszámolója. – *Turistaság és Alpinizmus* 25. 1935. 220–222.

17. Új feltáró kutatások a Baradlában (1935. okt. 29-i előadás jegyzőkönyvi kivonata). – *Barlangvilág* 6. 1936. p. 38.
18. Adatok a bakonyi karszt ismeretéhez. – *Turisták Lapja* **48**. 1936. 58–59.
19. Új feltárások a Ferenchegyi barlangban. – *Turisták Lapja* **48**. p. 234.
20. A Ferenchegyi barlang. – *Földtani Értesítő* **I**. Új évf. **1**. 1936. 20–26.
21. A pálvölgy rózsadombi barlangvidék. – *Természettudományi Közlöny* **68**. 1936. 243–249.
22. Pleisztocén éles kavicsok a Déli Bakonyból. – Pleistozäne Dreikanter aus dem Südlichen Bakony. – *Földtani Közlöny* **67**. 1937. 331–333.
23. Beszámoló 1937. évi külföldi karszt-tanulmányaimról. – *Barlangvilág* **7/3–4**. 1937. 41–44.
24. A Karsztvidéken. Postumiától Triesztig. – *Földgömb* **8**. 1937. 339–344.
25. Osztrák petróleummezők a Fertőtől nyugatra. – *Földrajzi Közlemények* **65**. 1937. 40–41.
26. Európa legnagyobb barlangjai. – *Természettudományi Közlöny* **70**. 1938. 22–28.
27. A legnagyobb szárazföldi őslény. – *Természettudományi Közlöny* **70**. 1938. 159–163.
28. A Dachstein barlangjai. – *Földgömb* **9**. 1938. 250–255.
29. Adatok az alcsut–etyeki dombvidék földtani ismeretéhez. – Geologische Beschreibung der Hügellandschaft von Alcsut–Etyek. – *Földtani Közlöny* **69**. 1939. 19–130.
30. Magyarország ásványai. In: Ezeréves Magyarország. – A Pesti Hírlap kiadása, Budapest, 1939. 227–242.
31. A Rima és Tarna közének oligocén rétegei és kövületei. – Die Versteinerungen der Oligozänschichten zwishen den Flüssen Rima und Tarna (Nordungarn). – *Földtani Közlöny* **70**. 1940. 294–317, 369–373.
32. Tektonische Beobachtungen in der Umgebung des Eisenerzvorkommena von Martonyi. – *A m. kir. József Nádor Egyetem bánya- és kohómérnöki oszt. Közlem.* **12**. 1940. 1941. 335–379.
33. Adatok a bicskei neogén öböl földtani ismeretéhez. – Beiträge zur Geologie des Beckena von Bicske. – *M. kir. Földtani Int. Évi Jel.* **1934–40-ről**, 1943. 335–379.
34. Hegyszerkezettani megfigyelések a martonyi vasércelőfordulás környékén. – *Matematikai és Természettud. Értesítő* **60**. 1941. 519–529.
35. Hegyszerkezeti megfigyelések Nagybánya környékén. – *Beszámoló a Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól*, **2**. 1942. 19–32.
36. A barlangok keletkezése és pusztulása. – *Turisták Lapja* **54**. 1942. 124–125.
37. A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. – *Beszámoló a Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól* **5**. 1943. 254–302.
38. Marosvásárhely környékének földtani viszonyai. – Geologische Verhältnisse der Umgebung von Marosvásárhely. – *M. kir. Földtani Int. Évi Jel.* **1941–42-ről**, **II**. 1943. 159–170.
39. A nagybányai medence geológiája. – Geology of the basin of Nagybánya. – *M. kir. Földtani Int. Évi Jel.* **1941–42-ről**, **II**. 1943. 391–412.
40. Újabb adatok Székelykeresztúr hegyszerkezetéhez. – Nouvelles données concernant la tectonique de Székelykeresztúr. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1943-ról**, **II**. 1950. 121–124.
41. Petele, Marostelek és Marosjára környékének földtani leírása. – Description géologique des environs de Petele, Marostelek et Marosjára. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1943-ról**, **II**. 1950. 227–230.
42. A Szálva-völgy földtani leírása. – Geology of the Szálva valley. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1943-ról**, **II**. 1950. 289–306.
43. A Darnó-vonal. – Darnó-line, a structural line in the Hungarian Basin. – *Beszámoló a Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól* **8**. 1946. 63–77.
44. A Kisbalaton tőzegterületének geológiai fejlődéstörténete. – Geologische Entwicklungsgeschichte des Torflagers von Kisbalaton. – *Beszámoló a Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól* **9**. 1947. 77–92.
45. –, Méhes Kálmán: Sátoraljaújhely és Sárospatak környékének geológiai leírása. – The geological description of the area of Sátoraljaújhely and Sárospatak. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1945–47-ről**, **II**. 1951. 65–73.
46. Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozoikumban. – Erosion and sedimentation in the Hungarian Basin during the Cainozoic era. – *Földtani Közlöny* **77**. 1947. 26–38.
47. A nyugatvasmegyei barnakőszénterület. – Das Lignitgebiet im westlichen Teile des Komitates Vas, Ungarn. – *Földtani Közlöny* **77**. 1948. 112–120.

48. A Centenáris-barlang. – *Természettudomány* **3/6**. 1948. p. 181.
49. A mátyáshegyi barlang. – A new cave in the Mátyás-hill near Budapest. – *A M. Áll. Földtani Int. Évi Jel. B. Beszámoló a vitaülésekről* **10**. 1948. 133–135.
50. Ózd környékének földtani leírása. – Description géologique des environs de Ózd. – *Földtani Int. Évi Jel.* **1948**-*ról*. 1952. 143–147.
51. Újabb adatok a Putnok és Egercsehi közötti terület harmadkori rétegeinek ismeretéhez. – Nouvelles données a la connaissance des cauches tertiaires dur territoire situé entre Putnok et Egercsehi. – *Földtani Int. Évi Jel.* **1949**-*ről*. 1952. 109–114.
52. A budakeszi mezőgazdasági kísérleti telep vízellátása. – *Hidrológiai Közlöny* **30/1–2**. 1950. 52–55, 80.
53. Adatok a palócföldi oligocén rétegtanához. – Daten zur Stratigraphie des Oligozäne im "Palóc-Lande" in Nordungarn. – *Földtani Közlöny* **80**. 1950. 151–155.
54. Denudation and sedimentation in the Hungarian Basin during the Cenozoic period. – Internat. Geol. Congress, Report on the 18th Session, Great Britain, 1948. Part XIII. , Section M. London, 1952. p. 282.
55. Bükkmogyorósd, Balaton, Szilvásvárad és Bélapátfalva környékének földtani leírása. – Description géologique des environs de Bükkmogyorósd, Balaton, Szilvásvárad et Bélapátfalva. – *Földtani Int. Évi Jel.* **1951**-*ről*, 1953. 11–29.
56. Lyukóbánya és Pereces környékének bányaföldtani leírása. – Description géologique des environs de Lyukóbánya et Pereces. – *Földtani Int. Évi Jel.* **1955–56**-*ról*, 1959. 97–102.
57. A bauxit elterjedése a Dunántúli Középhegységben. – Bauxit-Vorkommen im Transdanubischen Mittelgebirge. – *Bányászati Lapok* **11(89)/10**. 1956. 621–624.
58. A pilisszántói bauxit. – Der Bauxit von Pilisszántó. – *M. Áll. Földtani Int. Évkönyve* **46/3**. 1957. 489–494.
59. Adalékok a Gerecse és a Pilis hegység közötti terület földtanához. – Beiträge zur Geologie des Gebietes zwischen den Gebirgen Gerecse und Pilis. – *M. Áll. Földtani Int. Évkönyve* **46/3**. 1957. 495–504.
60. Bicske, Szár, Tatabánya és Tarján közötti terület bauxitföldtani leírása. – Bauxitgeologische Beschreibung des zwischen Bicske, Szár, Tatabánya und Tarján gelegenen Gebietes. – *M. Áll. Földtani Int. Évkönyve* **46/3**. 1957. 505–523.
61. Bauxit teleproncsok Veszprém és Nagyvázsony környékén. – Reste von Bauxitlagern in der Umgebung von Veszprém und Nagyvázsony. – *M. Áll. Földtani Int. Évkönyve* **46/3**. 1957. 525–530.
62. A földtani felépítés és a karsztvíz elterjedésének kapcsolata. – Relationship between the geological structure and the extension of karstic waters in the Trans-Danubian Central Range. – *Hidrológiai Közlöny* **39/4**. 1959. 289–297.
63. Új kőszéntelep a borsodi mintakutatási területen. – New coal bed in the Borsod coal basin. – *Bányászati Lapok* **14(92)/7**. 1959. 456–458.
64. Pliocén korú kéregmozgások a borsodi barnakőszénmedencében. – Pliozäne Krustenbewegungen in Borsoder Braunkohlenbecken. – *Földtani Közlöny* **90/2**. 1960. 184–191.
65. A balatonfelvidéki és északbakonyi patakok vízhozamának kapcsolata a földtani felépítéssel. – Relation of the yields in the brooks on the Balaton Plateau and the North-Bakony Range to the geological structure. – *Hidrológiai Közlöny* **41/1**. 1961. 75–84.
66. Kőszénterületeink földtani térképezése. – Geological mapping of our coal bearing areas. – *Földtani Kutatás* **5/1**. 1962. 21–27.
67. Újabb adatok az északbakonyi karsztszurdokok vízföldtanához. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1962. április, 19–21.
68. A földtani kutatások eredményei a 3-éves terv folyamán. – A Mérnöki Továbbképző Intézet előadássorozata. 4078. *Geológia* **1–2**. Budapest, 1963. I. 383–409.
69. A szénbányászati tervezés követelményei az összefoglaló földtani jelentésekkel szemben. – A Mérnöki Továbbképző Intézet előadássorozatából, 4185. Budapest, 1963. 40 p.
70. –, CSILLING László: Külfejtésre alkalmas barnakőszénelőfordulások kutatása Lengyelországban. – Braunkohlen Schürungen für Tagebau-Anlage in Polen. – *Földtani Kutatás* **6/1**. 1963. 27–43.
71. A mérnökgeológiai térképezés nevezéktanának és a kőzet-fizikai vizsgálatoknak egységesítése. – *Földtani Kutatás* **6/4**. 1963. 17–19.
72. Földtani Kutatás (a folyóirat ismertetése). – *Bányászati Lapok* **96/1**. 1963. 69–70.

73. –, BARABÁS Antal: Az összefoglaló földtani jelentések készítési módja Csehszlovákiában. – *Földtani Kutatás* **7/1–2**. 1964. 45–46.
74. A nyugat-vasmegyei barnakőszénterület. – Das Lignitgebiet im westlichen Teil des Komitates Vas, Ungarn. – *Földtani Kutatás* **7/2–3**. 1964. 24–28.
75. Bányavízvédelmi kérdések a Dunántúli Középhegység földtani kutatásában. – A Mérnöki Továbbképző Intézet előadássorozatából, 4325. Budapest, 1964. 42 p.
76. A nyugat-vasmegyei barnakőszénterület. – Vezető a Magyarhoni Földtani Társulat tanulmányi kirándulásán, az 1964. V. 28–31-i vándorgyűlés alkalmából.
77. A középdunai–pliocénmedence lignittelepeinek térbeli elterjedése és rétegtani szintezése. – Die räumliche Verbreitung und eine stratigraphische Synthese der Lignitflösen des Mitteldonauer Pliozänbeckene. – *Földtani Kutatás* **9/1**. 1966. 3–9.
78. A pliocén lignitek települése és kutatási lehetőségei. – Lagerung und Schürfmöglichkeiten von Pliozän–Ligniten. – *Bányászati Lapok* **99/5**. 1966. 315–325.
79. A geomorfológiai megfigyelések szerepe a mongóliai átnézetes földtani térképezésnél. – The role of geomorphological observations at the general geological mapping of Mongolia. – *Földtani Kutatás* **10/2**. 1967. 1–9.
80. Újabb adatok Keletmongólia kréta földtörténetéhez. – Contributions to the geohistory of the Cretaceous in Eastern Mongolia. – *Földtani Kutatás* **11/1**. 1968. 2–4.
81. A pliocénkori lignitépződés törvényszerűségei DK-Európában. – Gesetzmässigkeiten der pliozänen Lignitbildung in Südost-Europa. – *Általános Földtani Szemle* **2**. 1972. 5–20.
82. Pliocénkori üledékképződés a Kárpát–Balkán szegélymélységekben. – *Geonómia és Bányászat. Az MTA. X. Osztályának Közleményei* **5/1**. 1972. 163–169.
83. A törökországi lignitkutatások összevetése a magyarországi tapasztalatokkal. – A comparison between the lignite prospecting methods applied and the experiences gained in Turkey and Hungary. – *BKL. Bányászat* **106/12**. 1973. 848–851.
84. A pliocén kori lignitképződés törvényszerűségei. – Gesetzmässigkeiten der Lignitbildung im Pliozän. – *Földtani Közlöny* **103/1**. 1973. 41–48.
85. Az üledékképződés törvényszerűségei a Kárpátokat, Dinaridákat és a Balkán-hegységet övező pliocénkori medencékben. – Regularities of the sedimentation in the Pliocene basins of the Carpathians, Dinarids and Balkan Mountains. – *Általános Földtani Szemle* **4**. 1973. 5–18.
86. Lignitbildung im Pliozän von Südost-Europa. – *Braunkohle* **25/3**. 1973. 13–18.
87. Die Gesetzmässigkeiten der Sedimentbildung in den pliozänen Becken um die Karpaten, Dinariden und das Balkangebirge. – *Carpatho–Balkanic Association, Proceedings of the X. Congr.* Bratislava, 1974. 87–98.
88. Neogén medenceüledékeink szinorogén szedimentációja. – Synorogenic sedimentation in the Neogene basins of Hungary. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1972**–*ről*, 1974. 115–123.
89. *A Középdunai-medence pliocénkori üledékképződése és lignittelepei.* – Doktori értekezés tézisei. Tudományos Minősítő Bizottság, Budapest, 1974.
90. Stratigraphie, Tektonik und Lithologie der pliozänen Lignitlagerstätten von Ungarn. – *Braunkohle* **27/10**. 1975. 307–314.
91. 1. Magyarország ásvány- és gyógyvizei; A Dunántúli-Középhegység karsztvize, 208–212. 2. Magyarország ércföldtani viszonyai, 634–636. 3. Magyarországi földtani térképek készítésének története, 648–650. 4. Magyarország hasznosítható ásványi nyersanyag előfordulásainak teleptana és bányászata, 690–694. 5. A vízföldtani tudomány Magyarországon, 74–705. 6. Mérnökgeológiai térképek készítése Magyarországon, p. 720. In: *A Föld és az élet fejlődéstörténete.* Gondolat, Budapest, 1975.
92. Az üledékvastagság-változások szabályszerűségei pliocén üledékeinkben. – Regularities of changes in the thickness of Pliocene sediments in Hungary. – *Általános Földtani Szemle* **8**. 1975. 3–24.
93. A Pannoniai-medence besüllyedése és feltöltődése a neogénben. – Sinking and filling up of the Pannonian Basin during the Neogene. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1973**-ról, 1976. 133–146.
94. Neogén medencéink üledékképződési jelleggörbéi. – Representation of the Neogene basin sedimentation by characteristic curves. – *Földtani Int. Évi Jel.* **1974**-ről, 1976. 157–169.

95. Magyarország pliocén lignitelőfordulásainak teleptani jellegzetességei. – Stratigraphic bedding characterization of the Pliocene Lignite deposits of Hungary. – *BKL Bányászat* **109/7**. 1976. 453–462.
96. Changes in intensity of salt and coal formation in the Neogene. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **20/3–4**. Budapest, 1976. 161–177.
97. FRANYÓ F., ERHARDT GY., JASKÓ S., JUHÁSZ Á., SZÉLES M., SZŰCS L., WEIN GY.: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-33-XI. Zalaegerszeg. – A M. Áll. Földtani Intézet kiadása, Budapest, 1976. 144. p.
98. A neogén medencék az Alp-kárpáti-hegységrendszerben. – Neogene basins in the Alpine-Carpathian mountain system. – *Földtani Közlöny* **107/3–4**. 1977. 421–430.
99. Neogene subsidence and sedimentation of the middle Danube depression system. – *Sediment. Geol.* **17/3–4**. 1977. 295–309.
100. Entwicklung und Verbreitung der neogenen Braunkohlen- und Steinsalzlagerstätten. – *Braunkohle* **29**. 1977. 257–264.
101. A kőszén- és kősóképződés intenzitásváltozásai a neogénben. – Changes in intensity of salt and coal formation in Neogene. – *Általános Földtani Szemle* **11**. 1978. 73–108.
102. Az infraoligocén denudáció nyomai a Budai-hegységben. – Spuren infraoligozäner Denudation im Budaer Gebirge. – *Földtani Közlöny* **109/2**. 1979. 199–210.
103. History of lignite exploration in Hungary. – *Földtani Közlöny* **110/1**. 1980. 12–14.
104. VENDEL M., FRANYÓ F., BALÁZS E., DEÁK M., ERHARDT GY., JASKÓ S., MARCZEL F. -né, SZŰCS L., WEIN GY.: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-33-V Sopron. – A M. Áll. Földtani Intézet kiadása. Budapest, 1981. 132 p.
105. Üledékfelhalmozódás és kőszénképződés a neogénben. – A M. Áll. Földtani Intézet alkalmi kiadvány. Budapest, 1981. 157 p.
106. Distribution of Miocene evaporites in the Tethys and Paratethys. – *Annales Geol. Pays Hellen. Hors Sér. 1. fasc.* 1979. Athens, 1981. 559–566.
107. Remarks on the paper "Connections Paratethys. – Mediterranean – Indopacifica" by F. F. STEININGER. – *Annales Geol. Pays Hellen. Hors Sér. 4. fasc.* 1979. Athens, p. 337. 1981.
108. Megemlékezés TELEGDI ROTH Lajosról halálának ötvenedik évfordulója alkalmából. – Memory of Lajos TELEGDI ROTH. – *Földtani Tudománytörténeti Évkönyv* 8. 1979. 1981. 99–105.
109. Dr. SZENTES Ferenc emlékezete. – In memoriam Dr. Ferenc SZENTES. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1982-*ről***, 1984. 23–30.
110. Neogén hegységmozgás és letarolódás a Dunántúli-középhegység délkeleti peremén. – Neogene tectonic movements and denudation on the southeast margin of the Transdanubian central range. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1982-*ről***, **1984**. 185–205.
111. New data on the Neogene development of the Eastern Mediterranean Basins. – The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. – Abstracts of papers. Edinburgh, 1982. 1–58.
112. Dr. SZENTES Ferenc tiszteleti tag emlékezete (1907–1982). In memoriam Dr. Ferenc SZENTES (1907–1982). – *Földtani Közlöny* **113/4**. 1983. 297–301.
113. VAS, D., KONECNY, V,. ŠEFARA, I.: Geologicka stavba Ipel'skej kotliny a Krupinskaj planini. (Az Ipoly–völgy és a Korponai-fennsík földtani felépítése.)– A Geol. Ustav D. Stura kiadása, Bratislava, 1979. (könyvismertetés). – *Földtani Közlöny* **113/3**. 1983. 272–273.
114. Neogene development of the Eastern Mediterranean basins. – *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.* **17**. London, 1984. 789–794.
115. A harmadidőszaki letarolódás hatása a kőszén- és bauxit-telepekre a Dunántúli-középhegység délkeleti peremén. – The effect of Tertiary denudation upon the coal and bauxite deposits on the southeast margin of the Transdanubian Central Range. – *Földtani Kutatás* **27/3**. 1984. 7–11.
116. BÁLDI T. : Magyarország oligocén és alsómiocén formációk. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1983. (könyvismertetés). – *Földtani Közlöny* **114/3**. 1984. 405–406.
117. DUDICH E.: (szerk.): Distributions to the history of geological mapping. (Adatok a földtani térképezés történetéhez.) Akadémiai Kiadó, Budapest, 1984. (könyvismertetés). – *Földtani Közlöny* **115/3**. 1985. 336–337.
118. Neogene tectonics of the northern margin of the Pannonian Basin. – *Abstracts of the VIII. Congress of the Reg. Committee of Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS)*, Budapest, 1985. 285–287.

119. Surface mining geological maps of the Neogene deposits in Hungary. – In: Neogene mineral resources of the Carpathian Basin. 8th RCMNS Congress – Hungary. Budapest, 1985. 69–86.
120. A Mátra és a Bükk déli tövének áttekintő szerkezetföldtana. In: Gyakorlati szerkezetföldtani továbbképző, a Magyarhoni Földtani Társulat kiadása, Budapest, 1985. 195–238.
121. A Mátra és a Bükk tövének áttekintő szerkezetföldtana. In: Magyarázó a Cserhát–Mátra–Bükkaljai lignitterület gazdaságföldtani térképeihez (1:200 000). – M. Áll. Földtani Intézet kiadványa. Budapest, 1985. 79–104.
122. A Budai-hegység XVIII. és XIX. századi bányászatáról. – On the mining in the area of the Buda Mountains in the XVIIIth and XIXth century. – *BKL Bányászat* **118/8.** 1985. 551–554.
123. On the Neogene development of the Eastern Mediterranean Basins. In: DIXONM J. E. & ROBERTSON, A. H. F. (Eds): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. London, 1986. 789–794.
124. KORDOS L. : Magyarország barlangjai. Gondolat, Budapest, 1984. (könyvismertetés). – *Földtani Közlöny* **116/1.** 1986. 86–87.
125. A Mátra, a Bükk és a Tokaji-hegység neotetonikája. – Neotectonics of the Mátra, Bükk and Tokaj Mountains. – *Földtani Közlöny* **116/2.** 1986. 147–159.
126. Adatok a Magyar-középhegység neogén szerkezetének értelmezéséhez. – Contributions to the interpretation of the Neogene structure of the Hungarian Mid-Mountains. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1986**-*ról.* 1988. 281–293.
127. A Darnó-vonal környékének felső-miocén tektonikája. – Upper Miocene tectonics of the Darnó-line area. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1987**-*ről.* 1989. 395–409.
128. HÁLA J.: A Börzsöny-vidéki kőbányászat és kőhasznosítás a XIX–XX. században. Eötvös L. Tudományegyetem Néprajzi tanszéke kiadása, Budapest, 1987. (könyvismertetés). – *BKL Bányászat* **121/10.** 1988. p. 721.
129. Dr. BARTKÓ Lajos tiszteleti tag emlékezete (1911–1988). – In memoriam Lajos BARTKÓ (1911–1988). – *Földtani Közlöny* **118/4.** 1988. 321–324.
130. A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. – The Neogene block structure of the Central Hungarian Range. – *Földtani Közlöny* **118/4.** 1988. 325–332.
131. BARTKÓ Lajos emlékezete. – To the memory of Lajos BARTKÓ. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1988**-*ról* **I.** 1990. 25–30.
132. –, KORDOS L. : A Budapest–Adony–Örkény közötti terület kavics formációja. – The gravel formations of the area between Budapest, Adony and Örkény. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1988**-*ról* **I.** 1990. 153–167.
133. –, KROLOPP E.: Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. – Quaternary crustal movements and fluvial sedimentation in the Danube valley between Paks and Mohács. – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1989**-*ről.* 1991. 65–84.
134. PAPP Károly és PAPPNÉ BALOGH Margit szerepe az amerikai–magyar földtudományi kapcsolatokban. – Károly PAPP's and Margit PAPP–BALOGH's role in the Hungarian–American co-operation in geology. – *Földrajzi Múzeumi Tanulmányok* **7.** Érd, 1989. 53–56.
135. History of lignite exploration in Hungary. In: History of Mineral Exploration in Hungary until 1945. – *Annals of the History of Hungarian Geology, Special Issue* **2.** Budapest, 1989. 35–39.
136. A Duna-völgy neotektonikájának építésföldtani és környezetvédelmi vonatkozásai. – Construction-geological and environment protectional aspects of the neotectonics of the Danube Valley. – *Földtani Kutatás* **33/4.** 1990. 45–59.
137. Dr. GÖBEL Ervin emlékezete. 1910–1989. – *Földtani Közlöny* **120/1–2.** 1990. 121–122.
138. A Cserhát–Mátra–Bükkaljai lignitterület tektonikai határvonalai. – Tectonic boundaries of Cserhát–Mátra–Bükkalja lignites field. – *BKL Bányászat* **124/7–8.** 1991. 378–383.
139. Upper Pliocene and Quaternary deposits in the southern foreland of the Mátra and Bükk Mountains. – Felső-pliocén és negyedidőszaki üledékek a Mátra és a Bükk déli tövében – *Földtani Intézet Évi Jel.* **1991**-*ről,* **II.** 1993. 151–160.
140. Environemental study of valley fill sediments. – *Environmental Geology Water Sci.* **4/3.** 1992. 213–218.
141. BALOGH K. (szerk.): Szedimentológia I. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1991. (könyvismertetés). – *Földtani Közlöny* **122/1.** 1992. 120–122.

142. A magyarországi folyóhordalék lerakódások nagyformái. – Typical macroforms of alluvial deposits in Hungary. – *Hidrológiai Közlöny* 73/6. 1993. 336–341.
143. Quaternary crustal movements and fluvial sedimentation in river valleys of the Pannonian Basin. – *Abstracts of papers, 8th Meeting of the Association of European Geological Societies.* Budapest, 22–24. September, 1994. 15–20.
144. A Földtani Intézet története 1920-tól 1949-ig. In: 125 éves a Magyar Állami Földtani Intézet. Tanulmányok. – A M. Áll. Földtani Intézet kiadása, Budapest, 1994. 15–20.
145. History of the Hungarian Geological Survey from 1920 to 1949. In: 125 years Hungarian Geological Survey. Studies. – M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, 1994. 19–23.
146. A Kárpátmedence nyugati szegélyének neotektonikája. – Neotectonics of the western margin of the Carpathian Basin. – *Földtani Közlöny* 125/3–4. 1995. 215–239.
147. Folyóvízi lerakódások a Dráva mentén. – Alluvial deposits along the River Dráva. – *Hidrológiai Közlöny* 76/1. 1996. 41–46.
148. Negyedidőszaki tektonika és szedimentáció Magyarország északkeleti részén. – *Földtani Intézet Évi Jel.* 1994–95-*ről*, 1999. 69–75.

Földtani Közlöny 131/1-2, 11-36 (2001) Budapest

A nyugat-mecseki alsó-miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsainak és a Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek petrográfiai és geokémiai összehasonlítása

Petrographical and geochemical comparison of the Carboniferous sandstone pebbles of the Lower Miocene conglomerate from the Western Mecsek Mts and Téseny Sandstone Formation

VARGA Andrea[1] – SZAKMÁNY György[1] – JÓZSA Sándor[1] – MÁTHÉ Zoltán[2]

(9 ábra, 3 táblázat, 2 tábla)

Tárgyszavak: homokkő petrográfia, geokémia, lehordási terület, geotektonikai helyzet, felső-karbon, Dél-Dunántúl

Key words: sandstone petrography, geochemistry, provenance, geotectonic setting, Upper Carboniferous, Southern Transdanubia

Abstract

This study deals with the petrological and geochemical comparison of the Upper Carboniferous sandstone pebbles of the conglomerate of Lower Miocene Szászvár Formation occurring in the Western Mecsek Mountains and the Upper Carboniferous Téseny Sandstone Formation [from boreholes Siklósbodony (Sb–1) and Bogádmindszent (Bm–1)].

On the basis of detrital framework grain analysis, the study suggests that the main clastic source of the sandstones was a recycled orogenic source area with collision suture and a fold-thrust belt. It was associated with an old (perhaps Variscan) magmatic arc, as indicated by the volcanic rock fragments.

UCC-normalised multi-element patterns for the sandstones and the triangular-plots of La-Th-Sc and Th-Sc-Zr/10 are characteristic of the continental arc/active margin tectonic environment.

According to our studies, the framework distributions and the geochemical composition of the Upper Carboniferous sandstone pebbles from the Miocene conglomerate and sandstones from borehole Bm–1 are fairly similar; however, the sandstones of borehole Sb–1 are a little different.

The redeposited Upper Carboniferous sandstone pebbles from the Miocene conglomerate are available to enable reconstruction the original Carboniferous tectonical and sedimentological environments.

Összefoglalás

Munkánk során a nyugat-mecseki miocén Szászvári Formáció konglomerátum rétegeiből származó felső-karbon homokkő kavicsok és a csak fúrásokból ismert felső-karbon Tésenyi Homokkő Formáció (Siklósbodony–1 [Sb–1] és Bogádmindszent–1 [Bm–1] fúrás) homokköveinek részletes kőzettani és geokémiai vizsgálatát, valamint összehasonlítását végeztük el.

A törmelékes alkotók modális összetétele alapján a vizsgált felső-karbon homokkövek forrásterülete újra feldolgozott orogén öv. Ezen belül a kollíziós szutúra öv – gyűrt-áttolódott öv lehordási terület mutatható ki. Ehhez a miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsainál és a Bm–1-es fúrás homokköveinél idősebb (variszkuszi?) magmás ív anyaga társult.

[1] ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum körút 4/A, e-mail: vargaab@ludens.elte.hu, szakmany@iris.geobio.elte.hu

[2] Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. 7633 Pécs, Esztergár L. u. 19. Pf.: 121

A geokémiai vizsgálatok alapján a homokkövek lehordási területének tektonikai helyzete aktív kontinentális perem/kontinentális szigetív lehetett.
A petrográfiai és a geokémiai vizsgálatok alapján a miocén konglomerátumból származó karbon homokkövek leginkább a Bm–1 fúrás homokköveihez hasonlítanak, a Sb–1 fúrás homokkövei ettől kissé eltérő összetételűek.
Munkánk során az áthalmozott homokkő kavicsok segítségével sikerült rekonstruálnunk az eredeti karbon tektonikai és üledékképződési környezetet, amely rámutatott arra, hogy felszíni feltárás hiányában a lepusztult és áthalmozott kőzetanyag összetétele az ősföldrajzi kép szempontjából nagyon értékes és használható információkat rejthet.

Bevezetés

A Nyugat-Mecsekben Bükkösd és Nagymátépuszta-Györgymajor közötti területen, a Sormás-patak völgye és mellékvölgyei kitűnően feltárják a miocén Szászvári Formáció törmelékes képződményeit. Ebben a tanulmányban annak a – több éve tartó – kutatásnak a szürke (karbon) homokkövekre vonatkozó vizsgálati eredményeit ismertetjük, amely a miocén rétegsorban a konglomerátum rétegek kavicsanyagának részletes vizsgálatával az egykori lehordási terület minél teljesebb rekonstruálását célozza meg (SZAKMÁNY & JÓZSA 1994; BARBACKA et al. 1997; GULYÁS KIS 1999; SZAKMÁNY et al. 1999; PHILIPPE et al. 2000).

A konglomerátum rétegek korábbi feldolgozása során JÁMBOR & SZABÓ (1961) megállapították, hogy az áthalmozott karbon kavicsanyag déli irányból, a vizsgált területtől 15–35 km távolságból érkezett. Az ezt követő kutatások eredményeként számos fúrás harántolta a Tésenyi Homokkő Formációnak nevezett, kontinentális környezetben lerakódott karbon törmelékes üledékeket (JÁMBOR 1969, 1998; KASSAI 1969; FÜLÖP 1994).

Munkánk során a miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsainak kőzettani és geokémiai vizsgálatát végeztük el. Ennek kiegészítéseként a kavicsanyagból származó mintákat a Tésenyi Homokkő Formációt legjobban reprezentáló két fúrásból (Siklósbodony–1 [Sb–1], Bogádmindszent–1 [Bm–1]) származó felső-karbon homokkövekkel is összehasonlítottuk. A törmelékes alkotók vizsgálatával, valamint a homokkövek fő- és nyomelem összetételének segítségével további célunk volt a felső-karbon homokkövek lehordási területének jellemzése, és az üledékgyűjtő medence lemeztektonikai helyzetének behatárolása (DICKINSON & SUCZEK 1979; DICKINSON et al. 1983; BHATIA 1983; BHATIA & CROOK 1986; FLOYD et al. 1991).

Eredményeink nemcsak a miocén konglomerátum kavicsanyagáról nyújtanak új információkat, hanem a Tésenyi Homokkő Formációról eddig rendelkezésünkre álló ismeretanyagot is bővítik.

Felső-karbon homokkő kavicsok a nyugat-mecseki alsó-miocén konglomerátumból

A Mecsek hegységben számos helyen tanulmányozhatók a Szászvári Formáció [eggenburgi – BARABÁS (1994, 1995) szerint eggenburgi–középső-bádeni] törmelékes képződményei (HÁMOR 1970, 1998). A Nyugat-Mecsekben felszíni feltárásait

Bükkösd, a Nagyvátyi-völgy és a Györgymajor (Nagymáté vadászház) tágabb környékén találjuk (BARABÁS 1995).

A változatos anyagú miocén konglomerátumban karbon törmelékes képződmények eddig csak a Nyugat-Mecsekből kerültek elő (CHIKÁN 1991; BARBACKA et al. 1997), amelyekről először SOÓS & JÁMBOR (1960) számoltak be. JÁMBOR & SZABÓ (1961) vizsgálatai alapján a miocén konglomerátum kavicsanyagában az alaphegységből származó karbon szericites pala és homokkő mennyisége mintegy 20–30%. CHIKÁN (1991) szerint a szürke aleurolitok és homokkövek átlagos aránya 18–30%. BARABÁS (1995) fúrások és felszíni feltárások anyagán végzett vizsgálatai alapján megállapította, hogy a nyugat-mecseki miocén konglomerátum kavicsanyagában 20–70%-os mennyiségben fordulnak elő a szürke–zöldesszürke, fekete homokkő, szürke–fekete aleurolit, szürke konglomerátum kavicsok, amelyeket a Görcsönyi-hátság területén található karbon képződményekkel (Tésenyi Homokkő) azonosított. BARBACKA et al. (1997) kiemelik, hogy Bükkösdtől északra, a Sormás-patak völgyrendszerének egyes feltárásaiban a karbon kavicsok mennyisége több mint 60%, ezért ez a terület kiválóan alkalmas a karbon törmelékes sorozat lepusztulási anyagának tanulmányozására. Északi és keleti irányban a felső-karbon kavicsok mennyisége csökken.

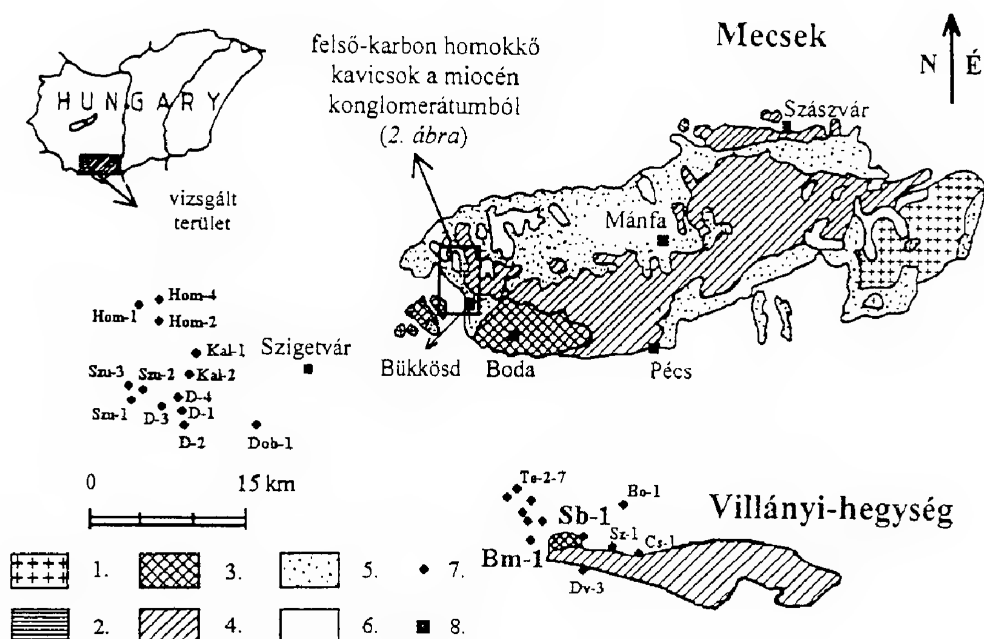
A miocén konglomerátumból eddig előkerült karbon növénymaradványok alapján a törmelékes üledékek képződése a westfaliai emeletre tehető (SOÓS & JÁMBOR 1960; WÉBER 1964; BARBACKA et al. 1997; GULYÁS KIS 1999).

A Tésenyi Homokkő Formáció

A Magyar Rétegtani Bizottság a déldunántúli karbon képződményeket Tésenyi Homokkő Formációnak nevezte el (CSÁSZÁR & HAAS 1983).

Ez a formáció a Dunántúl déli részén felszíni feltárásban nem tanulmányozható. Törmelékként először a nyugat-mecseki miocén konglomerátum kavicsanyagából kerültek elő, miután abban SOÓS & JÁMBOR (1960) felső-karbon páfrányfélék maradványait tartalmazó kavicsokat talált. A különböző célú kutatások érdekében a területen lemélyített fúrások (*1. ábra*) azonban több helyen is a kavicsokkal azonos anyagú felső-karbon törmelékes összletet tártak fel (BARANYAI & JÁMBOR 1962; JÁMBOR 1969; KASSAI 1969; HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI 1976; FÜLÖP 1994; JÁMBOR 1998).

A karbon törmelékes kőzetek vizsgálati eredményeit és eddigi legrészletesebb leírását az Sb–1 és a Bm–1 fúrások anyagának feldolgozása során nyert információk alapján HETÉNYI (1971) és HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI (1976) foglalták össze. Megállapították, hogy a felső-karbon konglomerátum polimikt. Anyagát metamorf, mélységi magmás, szubvulkáni, vulkáni és üledékes eredetű kőzetek alkotják (RAVASZNÉ BARANYAI 1971; HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI 1976). Az üledék jelentős részét a gyakran erősen csillámos, változó szemcseméretű homokkövek, az aleurolitok, az agyagpalák és egyes szintekben a megjelenő kőszénzsinórok képviselik. A homokkövek kötőanyaga kovás, szericites, kloritos, helyenként karbonátos. A durvább szemcseméretű törmeléket tartalmazó rétegeknél a szemcsék egymásba préselődtek, kötőanyaggal nem rendelkeznek (HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI 1976).



1. *ábra.* A Mecsek és a Villányi-hegység egyszerűsített földtani térképe. Jelmagyarázat: 1. gránit; 2. riolit; 3. perm; 4. mezozoikum; 5. miocén; 6. pliocén, pleisztocén, holocén; 7. felső-karbon képződményeket harántolt fúrás (PHILIPPE et al. 2000, módosítva); 8. település

Fig. 1 Simplified geological map of Mecsek and Villány Mts. Legend: 1 granite; 2 rhyolite; 3 Permian; 4 Mesozoic; 5 Miocene; 6 Pliocene, Pleistocene, Holocene; 7 boreholes penetrated Upper Carboniferous sequence (modified after PHILIPPE *et al. 2000); 8 settlement*

Jelenlegi ismereteink szerint a felső-karbon képződmények 40–250 m vastag pleisztocén és pannon üledékekkel fedettek, Siklósbodony térségében azonban jelentős vastagságú perm rétegek alatt találhatók. A fúrások alapján elterjedésük 15–20 km^2-es területű, de KASSAI (1980, 1983) szeizmikus szelvények adatai alapján ennek többszörösét valószínűsíti. Az eddig feltárt összlet átfúrt vastagsága eléri az 1600 métert, valódi vastagsága meghaladja az 1300 métert (HETÉNYI 1971). A Tésenyi Homokkő pontos rétegtani települése nem ismert. KASSAI (1969) és HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI (1976) feltételezik, hogy a formáció diszkordánsan települ a kristályos alaphegységre. Rétegtani fedője szintén bizonytalan, továbbá az érintkezés módjával kapcsolatban sem alakult ki egységes állásfoglalás. A korábbi vélemények szerint a siklósbodonyi fúrásban a perm képződmények felé folyamatos az átmenet (KASSAI 1969; FÜLÖP 1994), azonban a legújabb nézetek szerint – elsősorban vitrinit-reflexió adatokra támaszkodva (BARABÁSNÉ STUHL 1987–88) – fedőjével tektonikusan érintkezik (JÁMBOR 1998).

BARABÁSNÉ STUHL (1987–88) véleménye szerint a Tésenyi Homokkő törmelékes üledékei herciniai kristályos kőzetekből, granitoidokból, vulkáni és saját anyagú képződményekből felépült hegység lepusztulása során halmozódtak fel, a

variszkuszi orogenezist követően kialakult, molasz típusú üledékgyűjtő medencében.

A Tésenyi Homokkő képződésének kora a fúrásokból előkerült növénymaradványok (páfrányfélék és őszsurlók), valamint sporomorphák alapján a késő-karbon westfaliai korszakára tehető (HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI 1976; FÜLÖP 1994; JÁMBOR 1998).

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A megvizsgált karbon homokkő kavicsok a nyugat-mecseki alsó-miocén konglomerátum rétegéből származnak, amelyeket a Sormás-patak völgye és oldalágai (Borjúsréti-völgy, Vaskapu-árok, Hosszú-völgy, Hideg-oldal) tárnak fel (2. *ábra*). Ezen a területen a ciklusos kifejlődésű folyóvízi összlet konglomerátum rétegei jelentős mennyiségű karbon kőzetanyagot tartalmaznak (növénymaradványos aleurolit (BARBACKA et al. 1997), homokkő, konglomerátum).

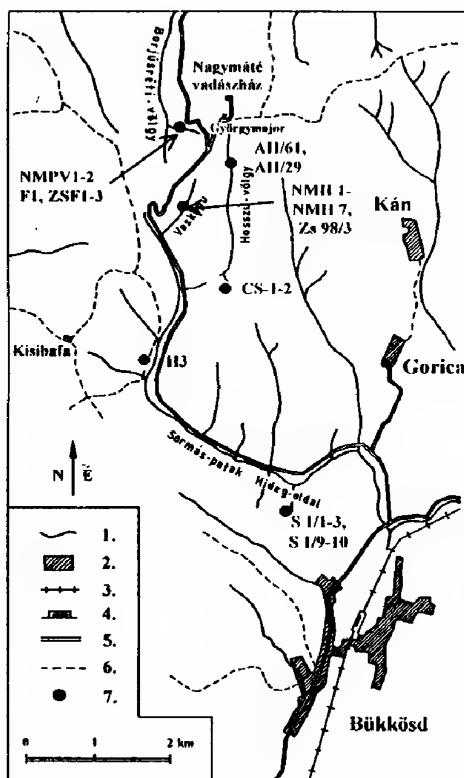
A vizsgált területen a homokő aránya átlagosan 20–25%. Egyes rétegekben a kavicsok legnagyobb átmérője eléri a 15–35 centimétert, így a mállási kéreg (max. 1–1,5 cm) eltávolítása után egy-egy kavicsból a kőzettani és geokémiai vizsgálatokhoz elegendő mennyiségű üde minta állt rendelkezésünkre. A kőzet részletes jellemzése érdekében arra törekedtünk, hogy a begyűjtött homokkövek a finomszemcséstől a durvaszemcsésig terjedő teljes tartományt képviseljék.

Az összehasonlító vizsgálatokhoz felhasznált, a Bm–1 és az Sb–1 fúrásokból származó kőzetmintákat és vékonycsiszolatokat a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. (korábban Mecseki Ércbányászati Vállalat) biztosította.

A törmelékes alkotók modális összetételének meghatározásánál a Dickinson-féle pontszámlálásos módszert alkalmaztuk (DICKINSON & SUCZEK 1979; DICKINSON et al. 1983), amely minimálisra csökkenti az eltérő szemcseméretből származó különbségeket (VAN DER PLAS 1962; INGERSOLL et al. 1984; KORSCH 1984; B. ÁRGYELÁN 1989; ŚWIERCZEWSKA 1995). Ez a módszer a következő kategóriákat különíti el: Q: összes kvarc (Q=Qm+Qp); Qm: monokristályos kvarc; Qp: polikristályos kvarc; F: összes földpát (F=P+K); P: plagioklász; K: káliföldpát; L: kőzettörmelék (L=Lv+Ls); Lv: vulkanit fragmentumok; Ls: üledékes és metamorfizált üledékes törmelékek; Lt: összes kőzettörmelék (Lt=L+Qp). A kiválasztott 54 mintából (21 db a miocén konglomerátumból, 18 db a Sb–1 és 15 db a Bm–1 fúrásból származó karbon homokkő) vékonycsiszolatonként 300–500 szemcse kimérését végeztük el.

A geokémiai vizsgálatokhoz 22 db teljes kőzetmintát (9 db a miocén konglomerátumból, 6 db a Sb–1 és 7 db a Bm–1 fúrásból származó karbon homokkő) törés után achátmozsárban megfelelő finomságúra porítottunk. Az így előkészített minták fő- és nyomelem koncentrációit a Veszprémi Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszékén röntgenfluoreszcens spektrometriás módszerrel határozták meg. A méréseket Philips PW 2404 típusú készülékkel, vákuum közegben, Rh anód alkalmazásával végezték. Ezek közül 15 minta további elemzésére (9 db a miocén konglomerátumból, 3 db a Sb–1 és 3 db a Bm–1 fúrásból származó karbon homokkő) a Division of SGS Canada Inc. Intézet XRAL

laboratóriumában került sor röntgen-fluoreszcens spektrometriás és neutron-aktivációs analízissel.



2. *ábra.* A nyugat-mecseki miocén konglomerátumban előforduló és vizsgált karbon homokkő kavicsok mintagyűjtési helyei. Jelmagyarázat: 1. patak; 2. település; 3. vasút; 4. vasúti megállóhely; 5. műút; 6. turistaút; 7. mintagyűjtési hely mintajelekkel

Fig. 2 Location map of the studied Carboniferous sandstone pebbles from the Miocene conglomerate between Nagymátépuszta and Bükkösd villages. Legend: 1 creek; 2 settlement; 3 railway; 4 railway station; 5 road; 6 walking path; 7 locality of sandstone pebbles with codes

Petrográfiai vizsgálatok

Kőzettani összetétel

Kőzettani összetételük alapján a miocén konglomerátumból és a fúrásokból származó, felső-karbon homokkövek az arkózák, a szubarkózák, a litarenitek és a szublitarenitek (FOLK 1968) közé tartoznak. Általában jellemző a közepes-rossz osztályozottság. A szemcsék szögletesek, rendszerint vonal mentén vagy szutúrásan érintkeznek, gyakran egymáshoz préseltek. Ez részben megnehezíti a monokristályos és a polikristályos kvarc elkülönítését. A mátrix mennyisége kevés, uralkodóan kovás-szericites, helyenként kloritos, esetenként karbonátos (sziderites). A szemcseméret csökkenésével a monokristályos kvarc ásványfragmentumok, az alapanyag, a törmelékes rétegszilikátok (muszkovit, biotit, klorit) és a szerves anyag mennyiségének növekedését tapasztalhatjuk. A mátrix mennyiségének növekedésével a homokkövek fokozatos átmenete figyelhető meg a wacke jelleg felé. A finom-aprószemcsés homokkövekben a földpátok és a kőzettörmelékek átalakulása miatt a kvarc relatív mennyisége megnövekszik (FLOYD et al. 1991).

A miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsaiban legnagyobb mennyiségben a polikristályos kvarc fordul elő, a monokristályos kvarc aránya a finomabb frakciókban válik jelentősebbé. A földpátokat az ortoklász, a mikroklin és az albit változó mennyiségben képviselik, de gyakoriak a földpát utáni szericites–agyagásványos pszeudomorfózák is. A metamorf (csillámpala, fillit), az üledékes eredetű (aleurolit, homokkő-wacke) és a magmás kőzettörmelékek (granitoid, savanyú-neutrális vulkanit fragmentumok) mennyisége szintén változó. A vulkanit szemcsék között felzites, porfíros mikroholokristályos, porfíros hialopilites, vitrofíros és pilotaxitos szövetű

törmelékeket különítettünk el. A homokkövek szemcseméretéből adódóan a vulkanit fragmentumokban fenokristályok (rezorpciós kvarc, földpátok, csillámok) csak ritkán fordulnak elő (*I. tábla 1, 2. kép*). A törmelékes rétegszilikátok (muszkovit, kloritosodó biotit, klorit) mennyisége a szemcsemérettől függően 1–15% között változik. Az akcesszóriákat cirkon, turmalin, apatit, rutil, gránát és opak szemcsék alkotják. A nehézásványok egyes mintákban laminák mentén vagy lencsésen dúsulnak.

A miocén konglomerátum kavicsanyagából kontakt homokkövek is előkerültek. Ezek valószínűleg a számos más feltárásból is ismert kiasztolit–kordierit tartalmú (SZAKMÁNY & JÓZSA 1994; BARABÁS 1995; GULYÁS KIS 1999) ritkán karbon növénymaradványokat is rejtő aleurolit kavicsokkal azonos származásúak. A kontakt képződmények részletes vizsgálata folyamatban van.

Az Sb–1 és a Bm–1 fúrásból származó homokkövek összetételével kapcsolatos megfigyeléseink általában megegyeznek FAZEKAS (1969, 1982) és RAVASZNÉ BARANYAI (1971) tapasztalataival. A fenti szerzők és az általunk kapott eredmények közötti különbségek elsősorban a szemcsék besorolásakor használt eltérő kategóriákból erednek. Az általunk használt a Dickinson-féle pontszámlálásos módszer (DICKINSON & SUCZEK 1979), a poligonális szövetű kvarckristályokon kívül a kovatörmelékeket és a metakvarcit fragmentumokat is a polikristályos kvarc (Qp) kategóriába sorolja (B. ÁRGYELÁN 1993), így a kőzettörmelékek aránya csökken.

Az Sb–1 fúrás homokköveinek törmelékanyagában a polikristályos kvarc dominál. További ásványtörmelékként az előzőnél kisebb mennyiségben albitot és kevés ortoklászt tartalmaz. A kvarc-albit-csillám összetételű metamorf kőzettörmelékek szerepe jelentős, a vulkanit fragmentumok azonban alárendeltek (*II. tábla 1. kép*). Ezek között felzites, porfiros mikroholokristályos, pilotaxitos és hialopilites szövetű szemcséket különítettünk el, amelyek szintén csak kevés és ritkán előforduló porfiros elegyrészt tartalmaznak. Akcesszóriaként leggyakrabban törmelékes muszkovitot, biotitot, kloritot, cirkont, rutilt, apatitot és opak ásványokat tartalmaz.

A Bm–1 fúrás homokköveiben szintén a kvarc (döntően polikristályos) a leggyakoribb elegyrész. A földpátok aránya és átalakultságának mértéke változó. A káliföldpátok (ortoklász, mikroklin) mennyisége általában meghaladja a plagioklászok (albit) mennyiségét. A metamorf (csillámpala, fillit), az üledékes eredetű (aleurolit, homokkő-wacke) és a magmás kőzettörmelékek (granitoid, vulkanit fragmentumok) mennyisége szintén változó. A vulkanit szemcsék szövettípusai és az akcesszóriák megegyeznek az előző két csoportnál leírtakkal (*II. tábla 2. kép*).

A törmelékes alkotók eloszlásának vizsgálati eredményei

A Dickinson-féle pontszámlálásos analízis eredményeit részleteiben nem közöljük, az megtalálható VARGA (2000) munkájában.

A miocén konglomerátumból származó karbon homokkövek uralkodóan szubarkózák, arkózák és szublitarenitek. A törmelékes alkotók átlagos összetétele: $Q_{75}F_{13}L_{12}$ ($Q_{52-89}F_{3-28}L_{5-21}$), $Qm_{16}F_{13}Lt_{71}$ ($Qm_{5-47}F_{3-28}Lt_{41-89}$),

$Qp_{82}Lv_{4}Ls_{14}$ ($Qp_{68-92}Lv_{0-15}Ls_{8-28}$). A szemcseméret csökkenésével megfigyelhető a monokristályos kvarc mennyiségének növekedése, továbbá a vulkanit fragmentumok arányának csökkenése.

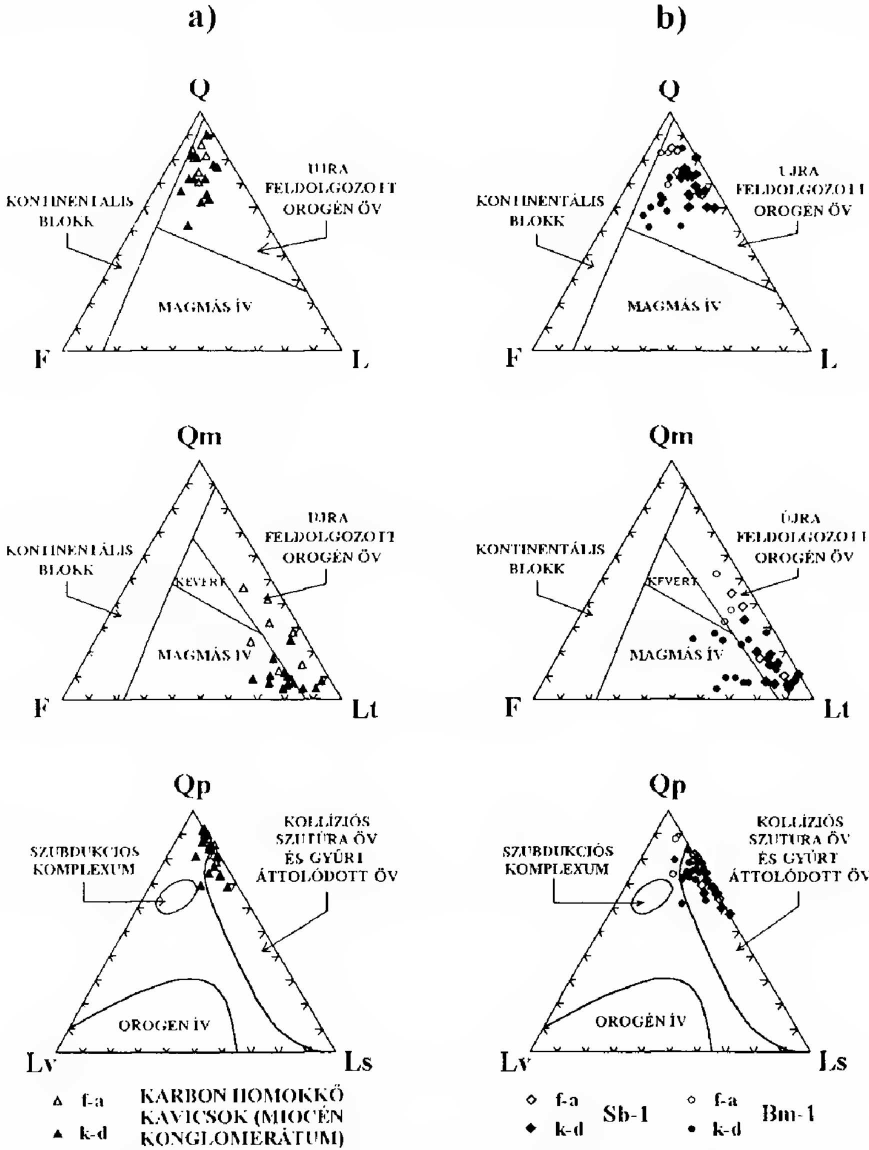
Az Sb–1 fúrásból származó homokkövek litarenitek és szublitarenitek. A törmelékes alkotók átlagos összetétele: $Q_{71}F_{7}L_{22}$ ($Q_{60-85}F_{0-13}L_{9-36}$), $Qm_{16}F_{7}Lt_{77}$ ($Qm_{4-45}F_{0-13}Lt_{49-89}$), $Qp_{71}Lv_{1}Ls_{28}$ ($Qp_{57-81}Lv_{0-7}Ls_{19-43}$). Itt is megfigyelhető, hogy a szemcseméret csökkenésével párhuzamosan növekszik a monokristályos kvarc aránya. A fúrás homokköveire általánosan jellemző a metamorf kőzettörmelékek uralkodó jellege, a földpátok alárendelt szerepe (különösen feltűnő a káliföldpátok hiánya). Savanyú-neutrális vulkanit fragmentumok igen kis mennyiségben, csak néhány mintában jelennek meg.

A Bm–1 fúrásból származó karbon homokkövek uralkodóan szubarkózák, arkózák és szublitarenitek. A törmelékes alkotók átlagos összetétele: $Q_{67}F_{18}L_{15}$ ($Q_{52-85}F_{3-31}L_{6-27}$), $Qm_{22}F_{18}Lt_{60}$ ($Qm_{5-53}F_{3-31}Lt_{38-80}$), $Qp_{75}Lv_{6}Ls_{19}$ (Qp_{62-88} $Lv_{0-15}Ls_{8-32}$). A finom-aprószemcsés frakciókban ezeknél a mintáknál is megfigyelhető a földpátok és a savanyú-neutrális vulkanit törmelékek mennyiségének csökkenése, a monokristályos kvarc arányának növekedése.

A lehordási terület jellemzése a törmelékes alkotók alapján

A homokkövek lepusztulási területét a törmelékes alkotók mennyiségének felhasználásával a Dickinson-diagramok (3. *ábra*) segítségével állapíthatjuk meg (DICKINSON & SUCZEK 1979; DICKINSON et al. 1983). Ezek alapján az általunk vizsgált homokkövek újra feldolgozott orogén öv eredetűek (l. QFL diagramok). A QmFLt diagramok alapján az újra feldolgozott orogén öv eredeten túl a miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsaiban és a Bm–1 fúrás homokköveiben kisebb mértékben magmás ív anyagának jelenléte is kimutatható. A fentieken túlmenően a QpLvLs diagramok kollíziós szutúra öv – gyűrt-áttolódott öv lehordási területét tükrözik. A QmFLt diagramokon megfigyelhető viszonylag jelentősebb szórás elsősorban az eltérő szemcseméret hatására vezethető vissza. Tapasztalataink alapján – INGERSOLL et al. (1984) vizsgálataival ellentétben – eltérő modális összetétellel rendelkeznek a finom-aprószemcsés és a közép-durvaszemcsés homokkövek. Ez az elkülönülés a vizsgált karbon homokköveknél a lepusztulási terület jellegét nem befolyásolta, viszont felhívja a figyelmet arra, hogy az esetleges hibák elkerülése érdekében az azonos szemcseméretű homokkövek összehasonlítása elengedhetetlen.

A Dickinson-diagramok alapján megállapítható, hogy a miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsai és a fúrásokból (Sb–1, Bm–1) származó finom-aprószemcsés homokkövek modális összetétele nagyon hasonló, ezért csak ezeknek a vizsgálatával további elkülönítés nem lehetséges. A durvább szemcséjű homokköveknél azonban szignifikáns eltérés látható a Sb–1 és a Bm–1 fúrásból származó minták között, egyedül csak a Bm–1 fúrás mélyebb részéről származó szublitarenitek modális összetétele hasonlít a Sb–1 fúrásból származó minták összetételéhez. A Sb–1 fúrás homokköveinek anyagában egyértelműen a polikristályos kvarc és a metamorf kőzettörmelék az uralkodó (3. *ábra*). Ez a



3. *ábra.* A homokkövek lepusztulási területének meghatározására szolgáló Dickinson-diagramok (DICKINSON & SUCZEK 1979; DICKINSON et al. 1983). a) A miocén konglomerátum felső-karbon homokkő kavicsainak (háromszög) lehordási területe. b) A Sb–1 (rombusz) és a Bm–1 (kör) fúrás homokkő mintáinak lehordási területe. Jelmagyarázat: üres síkidomok: finom-aprószemcsés homokkövek (f-a); kitöltött síkidomok: közép-durvaszemcsés homokkövek (k-d); Q: összes kvarc; Qm: monokristályos kvarc; Qp: polikristályos kvarc; F: összes földpát; L: kőzettörmelék; Lv: vulkanit fragmentumok; Ls: üledékes és metamorfizált üledékes törmelékek; Lt: összes kőzettörmelék

Fig. 3 The provenance of sandstones on the basis of Dickinson's diagrams (DICKINSON & SUCZEK 1979; DICKINSON et al. 1983). a) Provenance of the Upper-Carboniferous sandstone pebbles of Miocene conglomerate (triangle). b) Provenance of the sandstone samples of borehole Sb–1 (diamond) and Bm–1 (circle). Legend: open symbols: very fine- and fine-grained sandstones (f-a); full symbols: medium- to very coarse-grained sandstones (k-d); Q: stable quartzose grains; Qm: monocrystalline quartz grains; Qp: polycrystalline quartzose lithic fragments; F: monocrystalline feldspar grains; L: unstable polycrystalline lithic fragments; Lv: volcanic and metavolcanic types; Ls: sedimentary and metasedimentary types; Lt: total lithic fragments

petrofácies a lehordási területen metamorf kőzetek dominanciáját jelzi (FAZEKAS 1969; ŚWIERCZEWSKA 1995).

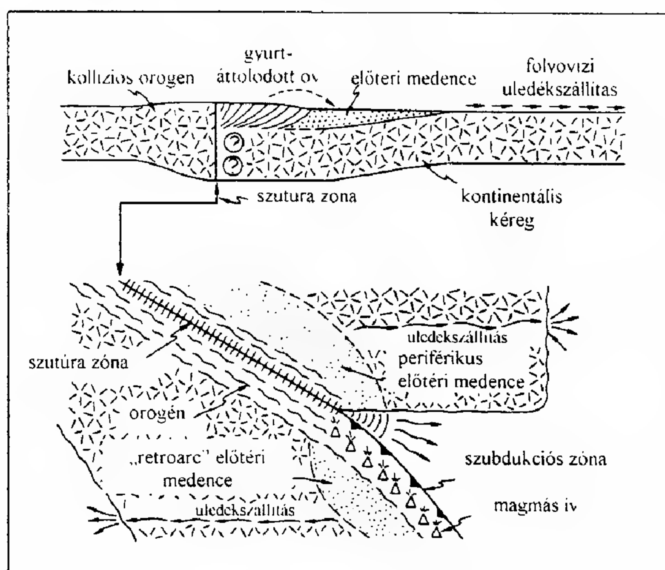
A törmelékes alkotók minőségi és mennyiségi vizsgálata alapján megállapítható, hogy a miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsai döntően a Bm-1 fúrás homokkő mintáihoz hasonlítanak (*3. ábra*). Petrofáciesükre a kvarc dominanciáján túl a káliföldpátok és a savanyú-neutrális vulkanit törmelékek hasonló aránya jellemző. A QpLvLs diagramok alapján feltételezhető, hogy ezek a vulkanit törmelékek idősebb (variszkuszi?), már inaktív magmás ív anyagának lepusztulásából származnak (ŚWIERCZEWSKA 1995). A földpátok, a polikristályos kvarc és a törmelékes csillámok gyakorisága az aljzat kristályos kőzeteinek kiemelkedése következtében gránit, gneisz és metamorf pala lepusztulására utal (BHATIA 1985).

A kőzettani vizsgálatok eredményeinek értékelése

Az újra feldolgozott orogén övek – korábban leülepedett, deformált, majd kiemelkedett – kőzeteinek lepusztult anyaga kontinentális körülmények között az előtéri medencékben halmozódik fel (*4. ábra*). Ezen a forrásterületen belül, a kollíziós szutúra övekből és a gyűrt-áttolódott övekből származó homokkövek dominánsan áthalmozott üledékes és metamorfizált üledékes törmelékanyagot tartalmaznak. Kvarctartalmuk közepes, a kvarc/földpát arány, valamint a metamorf és az üledékes kőzetfragmentumok mennyisége nagy (DICKINSON & SUCZEK 1979; MACK 1981). Vizsgálataink alapján a Sb-1 fúrásból származó, a fentiekben leírtakhoz hasonló petrofáciesű homokkövek ezt a tektonikai helyzetet képviselik (*4. ábra*).

A törmelékes alkotók összetétele és a lehordási terület közötti szoros kapcsolatot számos példa igazolja: MACK et al. (1981) az alsó-karbon Parkwood Formáció (Appalache-Ouachita orogén öv) homokköveinek vizsgálata során megállapították, hogy az általuk feldolgozott litarenitekből álló összlet döntően metamorf kőzetfragmentumokból és polikristályos kvarcból áll, amely metamorf forrásterületet jelez. Ehhez hasonlóan GARZANTI et al. (1996) a Himalájához kapcsolódó szutúra zóna előtéri medencéinek vizsgálatánál a litarenitekben szintén a metamorf kőzettörmelékek dominanciáját hangsúlyozzák.

A kollíziós szutúra zóna – gyűrt-áttolódott öv lehordási területhez az aljzat kiemelkedő intruzív összletei, valamint magmás ívek is kapcsolódhatnak, amelyek lepusztulása földpátgazdag és vulkanit klasztokat jelentős mennyiségben tartalmazó homokkő sorozatok kialakulásához vezethet (DICKINSON & SUCZEK 1979; GARZANTI et al. 1996; CRITELLI & REED 1999). Területünkön a miocén konglomerátum felső-karbon homokkő kavicsainak és a Bm-1 fúrás homokköveinek – a petrográfiai vizsgálatok során részletezett – jellegzetes kőzettani összetétele is ezzel magyarázható. Külön érdemes megemlíteni, hogy a vizsgált mintákhoz nagyon hasonló összetételűek a felső-sziléziai szénmedencében, nagy vastagságban előforduló és szintén felső-karbon (westfaliai), folyóvízi környezetben lerakódott Krakkói Homokkő Formáció képződményei ($Q_{66}F_{22}L_{12}$). Ezeknek a – variszkuszi előtéri medencében lerakódott – homokköveknek a törmelékanyaga döntően újra feldolgozott orogén öv eredetű,



4. *ábra.* Az újra feldolgozott orogén öv forrásterülethez kapcsolódó üledékgyűjtő medencék DICKINSON & SUCZEK (1979) nyomán

Fig 4 Sedimentary basins connecting to recycled orogenic source area after DICKINSON & SUCZEK (1979)

amelyhez kisebb mértékben idősebb savanyú magmás ív anyaga keveredett (SWIERCZEWSKA 1995). Ez a kőzettani hasonlóság különösen figyelemre méltó lehet annak tükrében, hogy az elmúlt években több tanulmány foglalkozott a Mecsek és a Moldanubikum (ill. Szilézia) fejlődési párhuzamaival (BUDA 1998; TÖRÖK 1998; KLÖTZLI et al. 1999).

Geokémiai vizsgálatok

A miocén konglomerátum felső-karbon homokkő kavicsainak, továbbá a Sb–1 és a Bm–1 fúrásból kiválasztott homokköveknek a fő- és nyomelem koncentrációit, a geokémiai értelmezés során felhasznált hányadosokat a *I.*, az *II.* és a *III. táblázat* tartalmazza.

A kémiai összetételt meghatározó tényezők

A törmelékes üledékes kőzetek lehordási területének és a forrásterület lemeztektonikai helyzetének jellemzésére az elmúlt években a petrográfiai vizsgálatok mellett geokémiai módszerek is előtérbe kerültek (FLOYD et al. 1991; MCCANN 1991; PATOČKA et al. 1994; CULLERS & BERENDSEN 1998; GÖTZE 1998; DINELLI et al. 1999). A tapasztalatok szerint ugyanis a törmelékes üledékes kőzetek a forrásterület kőzeteinek statisztikus keverékéből állnak, ezért tanulmányozásukkal az üledékgyűjtő medence tektonikai helyzete is rekonstruálható (BHATIA 1985; BHATIA & CROOK 1986; PATOČKA et al. 1994).

A homokkövek kémiai összetételét több tényező bonyolult kölcsönhatása határozza meg. Ezek közül kiemelkedő a lehordási terület, a mállás, a szemcseméret, a fizikai osztályozódás, a diagenezis és a metamorfózis szerepe (NESBITT & YOUNG 1982; BHATIA 1983, 1985; TAYLOR & MCLENNAN 1985; BHATIA &

I. táblázat – Table I

A miocén konglomerátumból származó felső-karbon homokkő kavicsok kémiai összetétele. Jelmagyarázat: M: szemcseméret; f: finom-; a: apró-; k: közép-; n: nagyszemcsés homokkő; LOI: izzítási veszteség; CIA: mállási index

Chemical composition of the Upper Carboniferous sandstone pebbles from Miocene conglomerate. Legend: M: grain size; f: very fine-; a: fine-; k: medium-; n: coarse-grained sandstone; LOI: loss on ignition; CIA: Chemical Index of Alteration

Minta jele	S/1	S/4	ZS/98	NMH2	NMH3	NMH5	NMH6	NMH7	ZSF3
M	f	f	a	n	n	n	k	k	n
SiO_2	72,03	70,34	69,68	81,36	80,11	82,73	74,22	70,49	87,73
TiO_2	0,61	0,70	0,71	0,26	0,47	0,28	0,47	0,27	0,10
Al_2O_3	15,27	15,5	14,37	9,93	12,03	10,13	14,33	11,59	7,34
Fe_2O_3	4,51	4,26	4,83	1,34	0,39	0,40	3,05	6,09	0,25
MnO	0,03	0,10	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01
MgO	1,06	1,08	1,24	0,95	0,04	0,23	0,95	3,55	0,26
CaO	0,24	0,49	0,56	0,20	0,08	0,04	0,22	0,44	0,10
Na_2O	1,10	1,21	2,25	2,04	0,84	0,64	1,55	2,02	2,23
K_2O	3,12	3,33	3,07	1,39	3,98	3,20	2,54	2,85	1,41
P_2O_5	0,02	0,02	0,23	0,06	0,06	0,02	0,05	0,08	0,04
LOI	2,13	2,56	2,68	2,22	2,04	1,79	2,12	2,67	0,68
Total	100,12	99,59	99,65	99,76	100,05	99,47	99,52	100,10	100,15
SiO_2/Al_2O_3	4,72	4,54	4,85	8,19	6,66	8,17	5,18	6,08	11,95
K_2O/Na_2O	2,84	2,75	1,36	0,68	4,74	5,00	1,64	1,41	0,63
CIA	77	75	71	73	71	72	77	69	66
Rb	151	140	131	52	115	102	90	117	48
Sr	95	168	178	16	96	61	87	153	61
Ba	583	919	672	231	749	598	565	1105	165
Ni	41	47	41	11	2	6	19	74	4
Cu	32	25	26	7	2	4	13	9	3
Y	34	24	16	17	26	17	24	11	12
Cd	2	2	2	2	3	2	3	3	2
Pb	24	51	30	13	20	18	25	18	12
Zr	276	159	246	105	340	179	191	132	51
Nb	11	14	14	6	12	8	10	10	3
Co	14	13	13	3	2	<2	9	12	2
Sc	9	12	12	3	4	4	7	5	2
Cr	74	94	93	29	32	23	43	67	12
As	4	11	4	7	<2	2	6	39	2
Sb	0,6	1,0	0,6	0,2	0,3	0,3	1,1	0,6	0,3
La	36	37	40	24	61	23	29	19	12
Ce	73	71	77	48	120	49	61	37	24
Nd	28	29	31	22	45	28	33	23	16
Sm	5,9	5,5	5,9	2,8	6,2	3,2	4,5	2,8	1,6
Eu	1,1	0,7	1,2	0,5	0,9	0,6	0,6	0,6	0,3
Yb	3,0	2,0	2,3	1,0	2,3	1,2	1,8	1,0	0,6
Lu	0,33	0,23	0,26	0,10	0,28	0,14	0,23	0,12	0,07
Hf	8	5	8	4	11	6	6	4	2
Th	15	17	17	11	24	8,8	10	12	4,7
U	4,0	2,9	3,0	1,6	3,2	1,5	3,0	2,8	0,8
La/Th	2,4	2,2	2,4	2,2	2,5	2,6	2,9	1,6	2,6
La/Sc	4,0	3,1	3,3	8,0	15,3	5,8	4,1	3,8	6,0
La/Co	2,6	2,8	3,1	8,0	30,5	>11,5	3,2	1,6	6,0
Th/Sc	1,7	1,4	1,4	3,7	6,0	2,0	1,4	2,4	2,4
La/Yb	12	19	17	24	27	19	16	19	20
La_N/Yb_N	8,1	12,5	11,8	16,2	17,9	12,9	10,9	12,8	13,5

II. táblázat – Table II

A Siklósbodony–1 fúrásból származó homokkövek kémiai összetétele. A jelmagyarázatot l. a I. táblázatnál

Chemical composition of sandstones from borehole Siklósbodony–1. Legend is as in Table I

Minta jele	Sb-1/1	Sb-1/2	Sb-1/3	Sb-1/4	Sb-1/5	Sb-1/6
Mélység	739,0-746,0 m	993,2 m	1130,4-1133,3 m	719,3-722,2 m	847,2-850,1 m	1138,2-1138,5 m
M	f	f	a	k	d	k
SiO_2	58,89	58,94	60,17	69,57	75,53	77,76
TiO_2	1,10	1,15	1,07	0,48	0,37	0,36
Al_2O_3	21,23	20,30	20,37	11,53	13,01	10,71
Fe_2O_3	8,53	7,57	8,39	7,02	4,01	2,94
MnO	0,04	0,07	0,07	0,10	0,03	0,07
MgO	0,91	1,12	1,75	2,44	0,91	0,89
CaO	0,19	0,89	0,30	1,75	0,14	0,92
Na_2O	1,32	1,03	1,58	1,54	0,37	2,08
K_2O	4,83	4,85	4,21	1,48	2,57	1,82
P_2O_5	0,00	0,76	0,12	0,05	0,12	0,08
LOI	3,22	2,84	2,41	3,59	2,61	2,05
Total	100,26	99,52	100,44	99,55	99,67	99,68
SiO_2/Al_2O_3	2,77	2,90	2,95	6,03	5,81	7,26
K_2O/Na_2O	3,66	4,71	2,66	0,96	6,95	0,88
CIA	77	75	77	71	81	69
Rb	213	166	146	64	139	63
Sr	52	116	104	106	34	113
Ba	764	978	870	289	260	326
Ni	28	57	78	33	20	16
Cu	12	61	61	39	11	8
Y	31	55	31	20	26	17
Cd	-	-	-	3	3	2
Pb	1	3	5	52	10	22
Zr	211	257	225	91	94	94
Nb				7	10	8
Co				19	12	8
Sc				11	9	7
Cr	96	84	107	51	34	47
As	-	7	5	2	24	5
Sb				0,7	1,4	0,6
La				18	15	21
Ce				39	31	45
Nd				20	18	22
Sm				3,0	2,5	3,2
Eu				0,5	0,5	0,6
Yb				1,5	1,3	1,2
Lu				0,16	0,14	0,13
Hf				3	3	3
Th				5,7	6,5	8,1
U				3,0	5,6	2,3
La/Th				3,2	2,3	2,6
La/Sc				1,6	1,7	3,0
La/Co				0,9	1,3	2,6
Th/Sc				0,5	0,7	1,2
La/Yb				12	12	18
La_N/Yb_N				8,1	7,8	11,8

III. táblázat – Table III

A Bogádmindszent–1 fúrásból származó homokkövek kémiai összetétele. A jelmagyarázatot ld. a I. táblázatnál

Chemical composition of sandstones from borehole Bogádmindszent–1. Legend is as in Table I

Minta jele	Bm-1/3	Bm-1/4	Bm-1/1	Bm-1/2	Bm-1/6	Bm-1/7	Bm-1/5
Mélység	515,2-516,2 m	785,8-786,4 m	278,4-279,8 m	465,8-466,5 m	939,1-940,3 m	1138,2-1138,5 m	1273,0-1274,0 m
M	f	f	k	n	n	k	k
SiO_2	59,81	59,56	76,84	79,64	83,83	75,91	79,22
TiO_2	1,19	1,00	0,32	0,21	0,12	0,35	0,48
Al_2O_3	20,91	19,26	11,02	9,92	9,42	12,12	11,84
Fe_2O_3	6,15	8,18	2,54	1,18	0,57	2,73	3,18
MnO	0,08	0,09	0,06	0,04	0,01	0,05	0,04
MgO	1,17	1,40	0,50	0,64	0,37	1,04	0,88
CaO	0,74	0,79	0,16	0,90	0,10	0,42	0,22
Na_2O	0,98	1,09	1,47	1,49	1,18	1,74	1,28
K_2O	5,61	5,24	3,89	4,00	3,19	2,36	2,27
P_2O_5	0,39	0,37	0,03	0,00	0,05	0,08	0,06
LOI	2,55	2,88	3,01	1,96	1,31	3,03	0,44
Total	99,58	99,86	99,84	99,98	100,15	99,83	99,91
SiO_2/Al_2O_3	2,86	3,09	6,97	8,03	8,90	6,26	6,69
K_2O/Na_2O	5,72	4,81	2,65	2,68	2,70	1,36	1,77
CIA	74	73	67	61	68	73	76
Rb	230	184	159	171	108	117	126
Sr	66	104	97	98	90	47	36
Ba	746	781	948	979	708	310	460
Ni	58	48	17	19	5	17	20
Cu	57	51	5	4	3	6	7
Y	48	36	14	14	12	15	27
Cd	-	-	3	3	2	2	3
Pb	32	13	11	4	21	7	9
Zr	322	294	169	78	69	115	120
Nb				7	5		10
Co				<2	3	10	7
Sc				3	2		8
Cr	98	87	32	20	15	11	34
As	14	-	25	3	3		2
Sb				0,5	0,5		0,4
La				21	15		17
Ce				43	29		37
Nd				24	20		33
Sm				2,5	1,8		2,8
Eu				0,7	0,4		0,4
Yb				0,7	0,5		1,3
Lu				0,08	0,07		0,16
Hf				2	2		4
Th				8,8	7,6		5,7
U				2,3	2,4		1,6
La/Th				2,4	2		3
La/Sc				7,0	7,5		2,1
La/Co				>10,5	5,0		2,1
Th/Sc				2,9	3,8		0,7
La/Yb				30	30		13
La_N/Yb_N				20,3	20,2		8,8

CROOK 1986; FLOYD et al. 1991). A vizsgált felső-karbon homokköveknél az eltérő kémiai összetétel kialakításában az első négy faktor játszik jelentős szerepet, ezért ezek hatását részletesebben elemezzük.

A kémiai összetétel alapján a tanulmányozott finom-aprószemcsés homokkövekben nagyobb az Al_2O_3, K_2O (Rb, Ba), Fe_2O_3, TiO_2, Ni, Cr, Zr és Y koncentrációja a durvább szemcséjűekhez képest (*I–III táblázat*), amely a rétegszilikátok és a nehézásványok dúsulását jelzi a finomabb frakciókban.

A különböző lelőhelyekről származó minták összehasonlítása szempontjából nagyon fontos a mállottság mértékének ismerete, amely döntően a nagy ionrádiuszú litofil elemek relatív mennyiségét befolyásolhatja (FLOYD et al. 1991). Különösen fontos ez esetünkben, amikor a fúrásokból származó karbon homokkövek és a miocén konglomerátumba áthalmozott hasonló korú és anyagú kavicsok geokémiai összehasonlítását kívánjuk megtenni. A mállottság fokának számszerűsítésére a NESBITT & YOUNG (1982) által bevezetett CIA (Chemical Index of Alteration) paramétert használhatjuk fel, amely a következő:

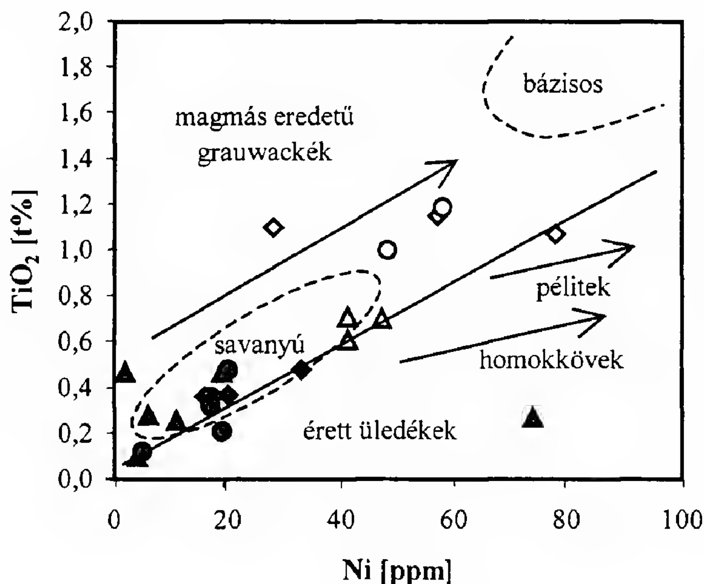
$CIA=\{Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+ Na_2O+K_2O)\}x100$.

A miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsainál a CIA paraméter átlagosan 72, a Sb–1 fúrás homokköveire átlagos értéke 75, a Bm–1 fúrásból származó mintákra pedig 70. Ezek alapján megállapítható, hogy a miocén konglomerátumból származó felső-karbon homokköveknél a lepusztulás-áthalmozás nem okozott olyan jelentős módosulást a kémiai összetételben, amely megakadályozná a kavicsanyagból és a fúrásokból származó felső-karbon homokkövek geokémiai összehasonlítását. A CIA értékek azt mutatják, hogy a vizsgált homokkövekre lelőhelytől és előfordulástól függetlenül mérsékelt átalakultság jellemző (*I–III. táblázat*).

A lehordási terület általános jellemzésére használható fel a Ni-TiO_2 (FLOYD et al. 1989) és a Hf-La/Th (FLOYD & LEVERIDGE 1987) diagram. Ezek mindhárom lelőhely homokkő mintái esetén savanyú magmás forrásterületről származó éretlen üledékeket jeleznek, a felső kontinentális kéreghez hasonló összetétellel (*5.* és *6. ábra*). Ezen túlmenően az *5. ábra* a korábban részletezett szemcseméret szerinti elkülönülést is kitűnően reprezentálja.

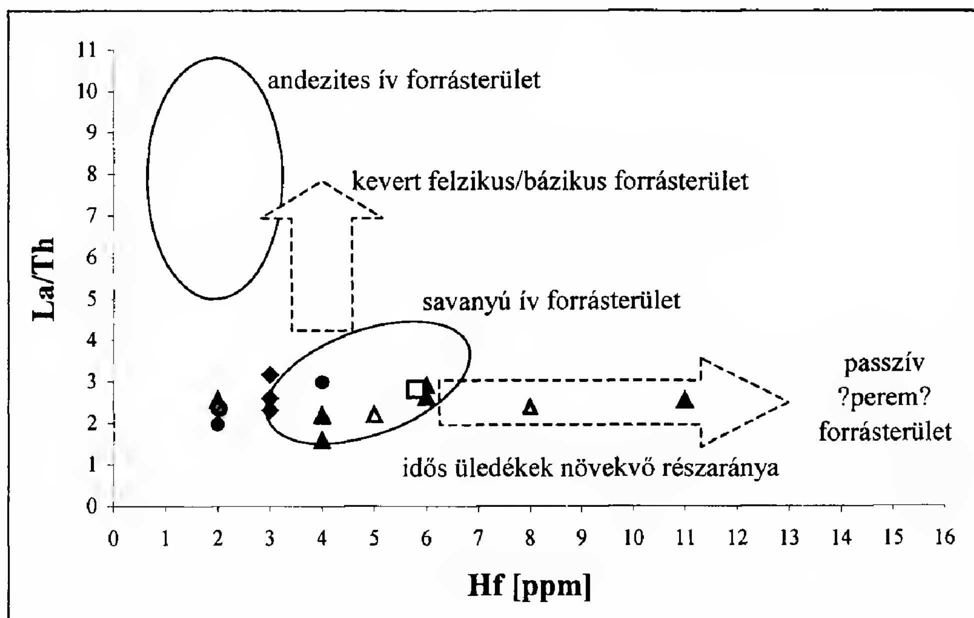
A fizikai osztályozódás fontos szerepet játszik a nehézásványok (pl. cirkon) torlatos megjelenésében (PATOČKA et al. 1994). Ez a hatás mintáink közül kizárólag az NMH3-as jelzésűnél jelentős (*I. táblázat, 6. ábra*). A diagramon kiugróan nagy Hf koncentrációval rendelkező, a miocén konglomerátumból származó karbon homokkő kavics elkülönülése nem az eltérő lehordási területnek köszönhető, hanem – a petrográfiai vizsgálatok alapján – a nehézásványok (döntően cirkon) torlatos megjelenésével magyarázható, amely a Zr koncentrációjával párhuzamosan a Hf koncentrációját is megnöveli. Ennek eredményeként ebben a mintában a hasonló szemcseméretű homokkő kavicsok átlagához képest (Zr=132 ppm, Hf=4 ppm) nagy a Zr (340 ppm), a Hf (11 ppm) és a ritkaföldfémek koncentrációja.

Általánosan elfogadott, hogy – a másik két fő faktor – a diagenezis és a metamorfózis homokkövek esetén a nagy ionrádiuszú litofil elemek, az U, továbbá – esetenként – a könnyű ritkaföldfémek mennyiségét befolyásolhatja (FLOYD et al. 1991). A lehordási terület és a geotektonikai helyzet kapcsolatának jellemzésére



5. *ábra.* A lehordási terület jellemzése a Ni-TiO_2 diagram (FLOYD et al. 1989) alapján. A jelmagyarázatot ld. a 3. ábránál

Fig. 5 Characterisation of the source area according to FLOYD *et al. (1989)'s Ni-TiO_2 diagram. The symbols are as in Fig. 3*



6. *ábra.* A lehordási terület jellemzése a Hf-La/Th diagram alapján (FLOYD & LEVERIDGE 1987), összehasonlítva a felső kontinentális kéreg átlagos összetételével (üres négyzet) (TAYLOR & MCLENNAN 1985). A jelmagyarázatot l. a 3. ábránál

*Fig. 6 The characterisation of the source area based on Hf-La/Th diagram (*FLOYD *&* LEVERIDGE *1987) in comparison with average composition of upper continental crust (open square) (*TAYLOR *&* MCLENNAN *1985). The symbols are as in Fig. 3*

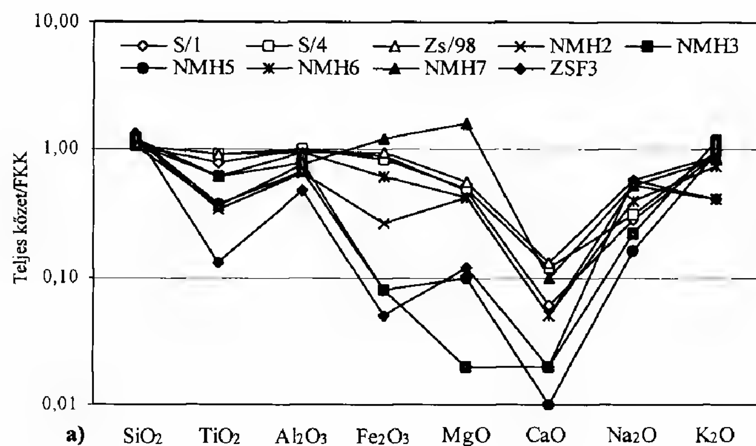
ezért az üledékes folyamatok hatására kevésbé mobilizálódó elemek (ritkaföldfémek, Th, Sc, Nb, Hf, Zr, Y, Co, Ti) használhatók fel (TAYLOR & MCLENNAN 1985; BHATIA & CROOK 1986; FLOYD et al. 1991; GÖTZE 1998; DINELLI et al. 1999).

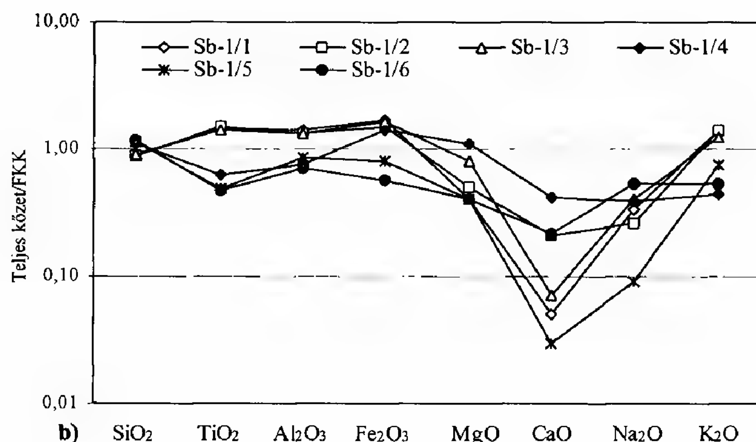
A dél-dunántúli karbon homokkövek összehasonlítása a fő- és nyomelem koncentrációk alapján

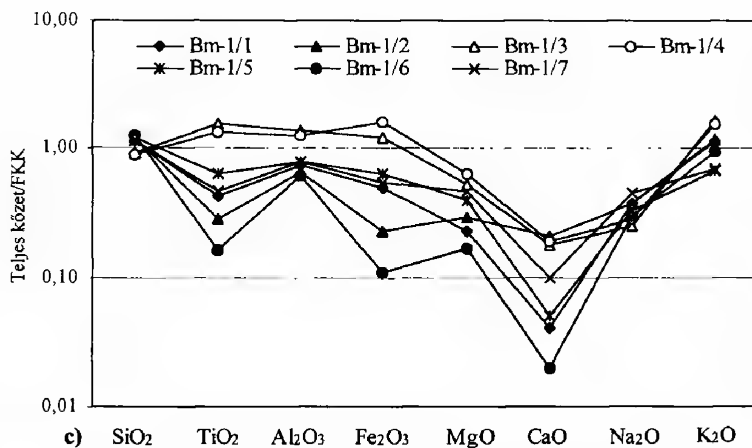
A miocén konglomerátumból származó felső-karbon homokkő kavicsok, valamint a Sb–1 és a Bm–1 fúrásból származó homokkövek felső kontinentális kéreg (FKK) átlagos összetételére (TAYLOR & MCLENNAN 1985) normált főelem koncentráció-eloszlását a *7. ábra* mutatja. A minták főelem összetétele mindhárom lelőhely esetén hasonló, és ez azonos lehordási területet és üledékképződési környezetet tükröz (GÖTZE 1998). A vizsgált minták általános jellemzője a FKK átlagához viszonyított jelentős negatív CaO és Sr anomália, amely a mállási folyamatokkal, valamint a neutrális és a bázisos plagioklászok hiányával magyarázható. A diagramok alapján megállapíthatjuk, hogy a – petrográfiai eredményekhez hasonlóan – a miocén konglomerátumból származó karbon homokkövek a Bm–1 fúrás homokköveihez hasonló főelem eloszlással jellemezhetők. A Sb–1 fúrásból származó homokkövek ezeknél homogénebb főelem koncentráció-eloszlást mutatnak (*7. ábra*). A kémiai összetételben megfigyelhető további eltéréseket a finom-aprószemcsés és a középdurvaszemcsés homokkövek között az eltérő ásványos összetétel okozza (l. korábban a kémiai összetétel és a szemcseméret kapcsolata; *5. ábra*).

CULLERS & BERENDSEN (1998) kiemelik, hogy homokkövekben a Sc és a Co mennyisége a bázisos kőzetekből származó törmelékanyag arányától függ, a La és a Th nagy mennyisége pedig a savanyú (granitoid) kőzettörmelékekkel hozható kapcsolatba. Homokkövekben a fent felsorolt nyomelemek és számolt hányadosaik megőrzik a forráskőzetek jellegzetességeit, ezért kiválóan alkalmasak a lehordási terület jellemzésére (CULLERS & BERENDSEN 1998; GÖTZE 1998). A vizsgált karbon homokkő kavicsok és a Bm–1 fúrásból származó homokkövek esetén a La/Sc, La/Co és Th/Sc elemarányok (*I–III. táblázat*) általában nagyobbak, mind a FKK átlagos összetételéből számolt hányadosok (La/Sc=2,7; La/Co=3,0; Th/Sc=1,0), amely mintáinkban a savanyú magmás eredetű törmelékek nagyobb mennyiségét tükrözi. A Sb–1 fúrás homokköveinél ezek a hányadosok a FKK átlagos összetételéhez hasonlítanak, illetve annál kisebb értéket vesznek fel.

A vizsgált homokkövek RFF eloszlása a FKK átlagos összetételéhez hasonló, amely az üledékes folyamatok homogenizáló hatására vezethető vissza (TAYLOR & MCLENNAN 1985; BHATIA 1985; MCLENNAN 1989). A könnyű RFF-ek dúsulását jellemző La/Yb és a kondritra normált La_N/Yb_N hányadosok (*I–III. táblázat*) alapján azonban a miocén konglomerátumból származó karbon homokkő kavicsok és a Bm–1 fúrásból származó homokköveknél a legtöbb mintában a FKK átlagához (La/Yb=13,6; La_N/Yb_N=9,2) viszonyítva a könnyű RFF-ek kis mértékű dúsulása mutatható ki a nehéz RFF-ekhez képest. Ezek a különbségek a petrográfiai eredményeknek megfelelően szintén a vulkanit fragmentumok eltérő mennyiségére vezethetők vissza.







7. ábra. A miocén konglomerátumból származó karbon homokkő kavicsok (a), a Sb–1 (b) és a Bm–1 (c) fúrásból származó homokkövek felső kontinentális kéreg (FKK) átlagos összetételére (TAYLOR & MCLENNAN 1985) normált főelem eloszlása

Fig. 7 The upper continental crust-normalised (FKK, Hungarian abreviation) (TAYLOR & MCLENNAN 1985) major element composition of sandstone pebbles of the Miocene conglomerate and sandstones from boreholes Sb–1 and Bm–1

A törmelékes alkotók modális összetételéhez hasonlóan a kémiai összetétel is mutatja a Bm–1 fúrás legalsó részéről származó minta (Bm–1/5) és a Sb–1 fúrás homokköveinek hasonlóságát, továbbá a Sb–1 fúrás alsó részén a vulkanit fragmentumok mennyiségének növekedését (Sb–1/6).

A lehordási terület lemeztektonikai helyzete

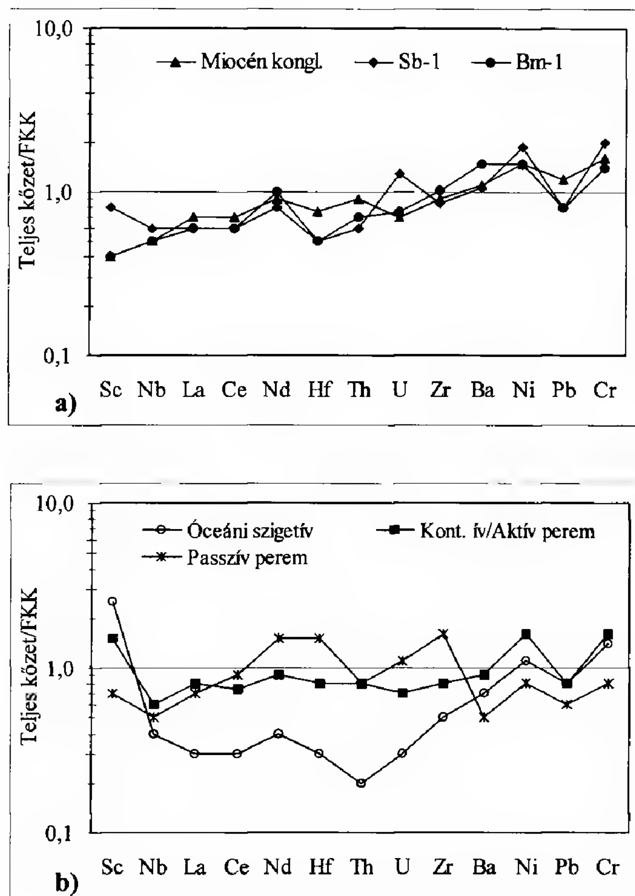
A homokkövek kémiai összetétele és a lehordási terület lemeztektonikai helyzete közötti kapcsolat feltárására szolgálnak a FKK átlagára (TAYLOR & McLENNAN 1985) normált sokelemes diagramok. A vizsgált dél-dunántúli karbon homokkövek eloszlását ismert lehordási területű homokkövek (FLOYD et al. 1991) eloszlásával összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy a miocén konglomerátumból származó karbon homokkő kavicsok, valamint a Sb–1 és a Bm–1 fúrásból származó homokkövek lehordási területe egyaránt kontinentális ív/aktív perem tektonikai helyzetű lehetett (*8. ábra*).

A fentihez teljesen hasonló eredményt mutatnak a La-Th-Sc és a Th-Sc-Zr/10 háromszögdiagramok (BHATIA & CROOK 1986) (*9. ábra*). Noha a diagramok alapján a szerzők elkülönítik egymástól a kontinentális szigetív és az aktív kontinentális perem tektonikai helyzeteket, a későbbiek során FLOYD et al. (1991) felhívták a figyelmet arra, hogy ez a két terület a hasonló kémiai összetétel következtében a legtöbb esetben nem különíthető el egymástól. A feldolgozott dél-dunántúli karbon homokkövek esetén a minták a kontinentális szigetív és az aktív kontinentális perem tektonikai helyzeteket jelölő mezőkbe estek, így – FLOYD et al. (1991) tapasztalataihoz hasonlóan – a lehordási terület tektonikai helyzetét összevonva a kontinentális ív/aktív perem kategóriába sorolhatjuk. BHATIA (1983) továbbá azt is megállapítja, hogy az arkóza jellegű homokkövek kémiai összetétele általában a FKK kéreg átlagos összetételéhez hasonlít, valamint a lemeztektonikai értelmezés során aktív kontinentális perem lehordási területet mutat.

Következtetések

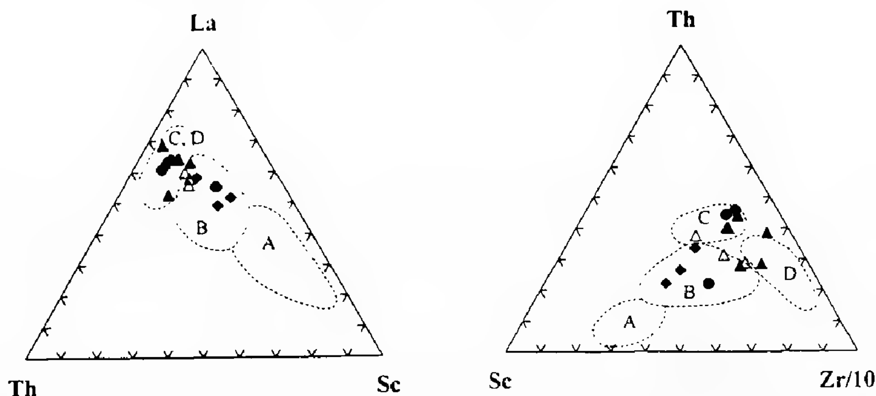
A kőzettani és a geokémiai vizsgálatok rámutattak arra, hogy az eltérő szemcseméretű (finom-aprószemcsés, ill. közép-durvaszemcsés) homokkövek törmelékes alkotóinak, továbbá ezek fő- és nyomelemeinek eloszlása kismértékben eltérő, ezért közvetlen összehasonlításra csak az azonos szemcseméretű homokkövek alkalmasak.

A törmelékes alkotók modális összetétele alapján a miocén konglomerátumból származó felső-karbon homokkő kavicsok, továbbá a Sb–1 és a Bm–1 fúrásból származó felső-karbon homokkövek forrásterülete egyaránt újra feldolgozott orogén öv eredetű. Ezen belül a kollíziós szutúra öv – gyűrt-áttolódott öv lehordási terület mutatható ki (DICKINSON & SUCZEK 1979; DICKINSON et al. 1983). A miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsaiban és a Bm–1 fúrás homokköveiben – kisebb mértékben – idősebb magmás ív anyaga is kimutatható.



8. ábra. A homokkövek felső kontinentális kéreg (FKK, TAYLOR & MCLENNAN 1985) átlagos összetételére normált sokelemes diagramjai. a) a dél-dunántúli karbon homokkövek átlagai; b) különböző nagytektonikai környezetek homokköveinek átlagai (FLOYD et al. 1991)

Fig. 8 The average composition of the upper continental crust-normalised (TAYLOR & MCLENNAN 1985) multi-element patterns for sandstones. a) averages of Carboniferous sandstones from Southern Transdanubia; b) averages of sandstones originated from different tectonic settings (FLOYD et al. 1991)



9. ábra. A vizsgált karbon homokkövek összetétele a La-Th-Sc és a Th-Sc-Zr/10 diagramokban BHATIA & CROOK (1986) nyomán. Jelmagyarázat: A: óceáni szigetív; B: kontinentális szigetív; C: aktív kontinentális perem; D: passzív perem. A szimbólumok magyarázatát l. a 3. ábránál

Fig. 9 The composition of Carboniferous sandstones studied in La-Th-Sc and Th-Sc-Zr/10 diagrams after BHATIA & CROOK (1986). Legend: A: oceanic island arc; B: continental island arc; C: active continental margin; D: passive margin. The symbols are as in Fig. 3

A geokémiai vizsgálatok alapján a vizsgált homokkövek lehordási területének tektonikai helyzete aktív kontinentális perem/kontinentális szigetív lehetett (BHATIA & CROOK 1986; FLOYD et al. 1991).

A petrográfiai és a geokémiai vizsgálatok alapján a miocén konglomerátumból származó karbon homokkövek leginkább a Bm–1 fúrás homokköveihez hasonlítanak, a Sb–1 fúrás homokkövei ettől kissé eltérő összetételűek.

A felhalmozódó törmelékanyag olyan összetett orogén övből származhatott, amely metamorf és üledékes eredetű kőzetanyagához a kiemelkedő alaphegység gránit-gneisz és savanyú-neutrális vulkanit anyaga társult (DICKINSON & SUCZEK 1979; BHATIA 1983). A megfigyelt különbségek alapján a homokkövek egy „retroarc" előtéri medence különböző részein, vagy pedig egy „retroarc" előtéri medencében (Bm–1 fúrás homokkövei és a miocén konglomerátumból származó karbon homokkő kavicsok) és egy periférikus előtéri medencében (Sb–1 fúrás homokkövei) halmozódhattak fel (*4. ábra*; DICKINSON & SUCZEK 1979; BHATIA 1983). A Sb–1 fúrásból származó homokkövek üledékképződési területe a metamorf kőzettörmelékek dominanciája miatt a magmás ívtől távolabb helyezkedhetett el.

A miocén konglomerátumba áthalmozott homokkő kavicsok segítségével sikerült rekonstruálni az eredeti karbon tektonikai és üledékképződési környezetet. Rámutattunk arra, hogy felszíni feltárás hiányában az áthalmozott kőzetanyag alkalmas az eredeti üledékképződési környezet hiteles megismerésére.

Köszönetnyilvánítás

Az összehasonlító vizsgálatokhoz felhasznált, a Bogádmindszent–1 és a Siklósbodony–1 fúrásokból származó vékonycsiszolatokért és kőzetanyagért a szerzők a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt.-nek mondanak köszönetet.

A röntgenfluoreszcens spektrometriás mérésekért a Veszprémi Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszékén HARTYÁNI Zsuzsannát, HORVÁTH Tímeát és SZILÁGYI Virágot illeti köszönet.

Köszönjük mindazok támogatását, akik munkánk során hasznos tanácsaikkal, észrevételeikkel, konzultációkkal segítségünkre voltak: BARABÁS Andor, BARABÁS András, BARABÁSNÉ STUHL Ágnes, B. ÁRGYELÁN Gizella, JÁMBOR Áron, MAJOROS György, RAUCSIK Béla, SZABÓ Csaba, SZEDERKÉNYI Tibor, WÉBER Béla.

Ez a munka az OTKA T 022938 és a T 014121 pályázat a Geofil Kft. és a KOCH Sándor Alapítvány támogatásával készült.

Irodalom – References

BARABÁS, A. 1994: Neogene Formations of the Mecsek Mts. (SW Hungary). – In: MÁTHÉ, Z., FÓRIZS, I., TÓTH, M. & POLGÁRI, M. 1997: Contributions to the clay mineralization and zeolitization of the Miocene tuffs in the Mecsek Mts., Hungary. – *Geologica Carpathica – Series Clays* **6/1**, 47–55.

BARABÁS A. 1995: A nyugat-mecseki neogén részletes vizsgálata. – OTKA pályázat zárójelentése, F 7421, 30 p.

BARABÁSNÉ STUHL Á. 1987–88: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés III. fejezete a perm feküképződményeiről. – Kéziratos jelentés, MÉV Adattár, 54–81.

BARANYAI I. & JÁMBOR Á. 1962: A komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunántúl területén az alaphegység kutatásban. – *Magyar Geofizika* **3/3–4**, 165–176.

BARBACKA, M., SZAKMÁNY, GY. & JÓZSA, S. 1997: Upper Carboniferous flora from newly collected pebbles of Lower Miocene conglomerate in the Western Mecsek Mts. (Southern Hungary). – *Acta Palaeobotanica* **37/1**, 5–11.

B. ÁRGYELÁN, G. 1989: Detrital framework analysis of Lower Cretaceous turbidite sequence of Neszmély-4 borehole (W. Gerecse Mts., Hungary). – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **30**, 127–136.

B. ÁRGYELÁN G. 1993: *A gerecsei kréta törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata.* – Egyetemi doktori disszertáció, ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 44–67.

BHATIA, M. R. 1983: Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. – *Journal of Geology* **91/6**, 611–627.

BHATIA, M. R. 1985: Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. – *Sedimentary Geology* **45**, 97–113.

BHATIA, M. R. & CROOK, K. A. W. 1986: Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **92**, 181–193.

BUDA, GY. 1998: Correlation of Variscan granitoids of Tisza- and Pelso Megaunits with granitoids of Moldanubicum and South Alps. – *Carpathian–Balkan Geological Association XVI Congress, Vienna* (abstract), 89.

CHIKÁN G. 1991: A Nyugati-Mecsek kainozóos képződményei. – *MÁFI Évkönyv* **72**, 10–47.

CRITELLI, S. & REED, W. E. 1999: Provenance and stratigraphy of the Devonian (Old Red Sandstone) and Carboniferous sandstones of Spitsbergen, Svalbard. – *European Journal of Mineralogy* **11**, 149–166.

CULLERS, R. L. & BERENDSEN, P. 1998: The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continent Rift System, U.S.A. – *European Journal of Mineralogy* **10**, 987–1002.

CSÁSZÁR G. & HAAS J. (szerk.) 1983: Magyarország litosztratigráfiai formációi. – MÁFI kiadvány, (táblázat) Budapest

DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A. 1979: Plate tectonics and sandstone compositions. – *AAPG Bulletin* **63**, 2164–2182.

DICKINSON, W. R., BEARD, L. S., BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L., FERGUSON, R. C., INMAN, K. F., KNEPP, R. A., LINDBERG, F. A. & RYBERG, P. T. 1983: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – *Geological Society of America Bulletin* **94**, 222–235.

DINELLI, E., LUCCHINI, F., MORDENTI, A. & PAGANELLI, L. 1999: Geochemistry of Oligocene–Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes. – *Sedimentary Geology* **127**, 193–207.

FAZEKAS V. 1969: A Siklósbodony 1. sz. mélyfúrás maganyagának ásvány-kőzettani vizsgálata. – Kéziratos jelentés, MÉV Adattár, 201 p.

FAZEKAS V. 1982: A Bogádmindszent 1. sz. mélyfúrással harántolt felső karbon rétegsor rövid ásvány-kőzettani jellemzése. – Anyagvizsgálati összefoglaló, MÉV Adattár, 8 p.

FLOYD, P. A. & LEVERIDGE, B. E. 1987: Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. – *Journal of the Geological Society, London* **144**, 531–542.

FLOYD, P. A., WINCHESTER, J. A. & PARK, R. G. 1989: Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N. W. Scotland. – *Precambrian Research* **45**, 203–214.

FLOYD, P. A., SHAIL, R., LEVERIDGE, B. E. & FRANKE, W. 1991: Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. – In: MORTON, A. C., TODD, S. P. & HAUGHTON, P. D. W. (Eds): Developments in Sedimentary Provenance Studies. *Geological Society Special Publication* **57**, 173–188.

FOLK, R. L. 1968: *Petrology of sedimentary rocks.* – Austin, Texas, Hemphill's, 170 p.

FÜLÖP J. 1994: Tésenyi Homokkő Formáció. – In: FÜLÖP J. (1994): *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* – Akadémiai Kiadó, Budapest, 322–332.

GARZANTI, E., CRITELLI, S. & INGERSOLL, R. V. 1996: Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). – *GSA Bulletin* **108/6**, 631–642.

GÖTZE, J. 1998: Geochemistry and provenance of the Altendorf feldspathic sandstone in the Middle Bunter of the Thuringian basin (Germany). – *Chemical Geology* **150**, 43–61.

GULYÁS KIS CS. 1999: *Kőzettani és paleobotanikai vizsgálatok a mecseki miocén konglomerátum karbon kavicsaiból*. – TDK dolgozat, ELTE TTK Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 47 p.

HÁMOR G. 1970: A Kelet-Mecseki miocén. – *MÁFI Évkönyv* **53**, 483 p.

HÁMOR G. 1998: A magyarországi miocén rétegtana. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt.–MÁFI kiadvány, Budapest, 437–452.

HETÉNYI R. 1971: A délbaranyai karbon alaphegység vizsgálata. – Kéziratos jelentés, 3/1–2 füzet, MÁFI Adattár, 316 p.

HETÉNYI R. & RAVASZNÉ BARANYAI L. 1976: A baranyai antracittelepes felsőkarbon összlet a Siklósbodony 1. és a Bogádmindszent 1. sz. fúrás tükrében. – *MÁFI Évi Jelentése az* **1973**. *évről*, 323–361.

INGERSOLL, R. V., BULLARD, T. F., FORD, R. L., GRIMM, J. P., PICKLE, J. D. & SARES, S. W. 1984: The Effect of Grain Size on Detrital Modes: A Test of the Gazzi-Dickinson Point-Caunting Method. – *Journal of Sedimentary Petrology* **54/1**, 103–116.

JÁMBOR Á. & SZABÓ J. 1961: Mecsek hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. – *Földtani Közlöny* **91/3**, 316–324.

JÁMBOR Á. 1969: Karbon képződmények a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen. – *MÁFI Évi Jelentése az* **1967**. *évről*, 215–221.

JÁMBOR Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt.–MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.

KASSAI M. 1969: A Siklósbodony–1 sz. fúrás földtani értékelése. – Kéziratos jelentés, MÉV Adattár, 7 p.

KASSAI M. 1980: A DK-dunántúli felsőkarbon képződmények elterjedésének meghatározása a szeizmikus és tellurikus adatok alapján. – *MÁFI Évi Jelentése az* **1978**. *évről*, 301–307.

KASSAI M. 1983: A felső karbon elterjedése és nyersanyagkutatási perspektívái a Dél-Dunántúlon. – *Földtani Kutatás* **26/2–3**, 53–56.

KLÖTZLI, U. S., BUDA, GY. & KOLLER, F. 1999: Geochronological evidence for the derivation of the Mecsek Mountains, South Hungary, from Variscan Central Europe. – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Eur. J. Mineral.* **11/1**, 126. (Referate der Vorträge und Poster, MinWien 1999, Wien)

KORSCH, R. J. 1984: Sandstone compositions from the New England Orogen, Eastern Australia: implications for tectonic setting. – *Journal of Sedimentary Petrology* **54/1**, 192–211.

MACK, G. H. 1981: Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of north Georgia. – *Journal of Sedimentary Petrology* **51/4**, 1247–1258.

MACK, G. H., JAMES, C. & THOMAS, W. A. 1981: Orogenic Provenance of Mississippian Sandstones Associated with Southern Appalachian–Ouachita Orogen. – *AAPG Bulletin* **65/8**, 1444–1456.

MCCANN, T. 1991: Petrological and geochemical determination of provenance in the southern Welsh Basin. – In: MORTON, A. C., TODD, S. P. & HAUGHTON, P. D. W. (Eds): Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geological Society, London, *Special Publication* **57**, 215–230.

MCLENNAN, S. M. 1989: Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. – In: LIPIN, B. R. & MCKAY, G. A. (Eds): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. – *Reviews in Mineralogy* **21**, 169–200.

NESBITT, H. W. & YOUNG, G. M. 1982: Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. – *Nature* **299**, 715–717.

PATOCKA, F., OTAVA, J. & MAŠTERA, L. 1994: Geochemistry of Clastic Sediments of the Andìlská Hora Formation (Jeseníky Mountains, Culm Facies, Bohemian Massif): Implications for the Source Area Nature. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **137/2**, 319–330.

PHILIPPE, M., SZAKMÁNY, GY., GULYÁS KIS, CS. & JÓZSA, S. 2000: An Upper Carboniferous–Lower Permian silicified wood in the Miocene conglomerate from the western Mecsek Mts. (southern Hungary). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **2000/4**, 193–204.

RAVASZNÉ BARANYAI L. 1971: Jelentés a Bogádmindszent 1. sz. fúrás ásvány-kőzettani vizsgálatáról. – Kéziratos jelentés, MÁFI Adattár, 170 p.

SOÓS I. & JÁMBOR Á. 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsek hegység Helvéti kavicsösszletéből. – *Földtani Közlöny* **90/4**, 456–458.

ŚWIERCZEWSKA, A. 1995: Composition and provenance of Carboniferous sandstones from the Upper Silesia Coal Basin (Poland). – *Studia Geologica Polonica* 108, 27–43.

SZAKMÁNY, GY. & JÓZSA, S. 1994: Rare pebbles from the Miocene conglomerate of Mecsek Mts., Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica* **35**, Szeged, 53–64.

SZAKMÁNY, GY., VARGA, A. & JÓZSA, S. 1999: Petrology and geochemistry of Upper Carboniferous clastic sediments from Mecsek Mts. and Görcsöny Ridge (Tisza Unit, South Hungary). – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Eur. J. Mineral.* **11/1**, 225. (Referate der Vorträge und Poster, MinWien 1999, Wien)

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1985: *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. – Blackwell Scientific Publications LTD, 312 p.

TÖRÖK, Á. 1998: Controls on development of Mid-Triassic ramps: examples from southern Hungary. – In: WRIGHT, V. P. & BURCHETTE, T. P. (Eds): Carbonate Ramps. – Geological Society, London, *Special Publications* **149**, 339–367.

VAN DER PLAS, L. 1962: Preliminary note on granulometric analysis of sedimentary rocks. – *Sedimentology* **1**, 145–157.

VARGA A. 2000: A dél-dunántúli felső-karbon homokkövek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. – TDK dolgozat. ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 71 p.

WÉBER B. 1964: Újabb növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Ny-i Mecsek helvéti rétegeiből. – *Földtani Közlöny* **94/3**, 379–382.

Kézirat beérkezett: 2000. 05. 22.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Durvaszemcsés karbon homokkő kavics miocén konglomerátumból (AII/61minta; 1N; a kép szélessége 3,5 mm). Jelmagyarázat: Qm: monokristályos kvarc; Qp: polikristályos kvarc; K: káliföldpát; P: plagioklász; Lv: vulkanit szemcse
Very coarse-grained Carboniferous sandstone pebble from Miocene conglomerate (sample AII/61; 1N; width of photo is 3.5 mm). Legend: Qm: monocrystalline quartz; Qp: polycrystalline quartz; K: K-feldspar; P: plagioclase; Lv: volcanic grain

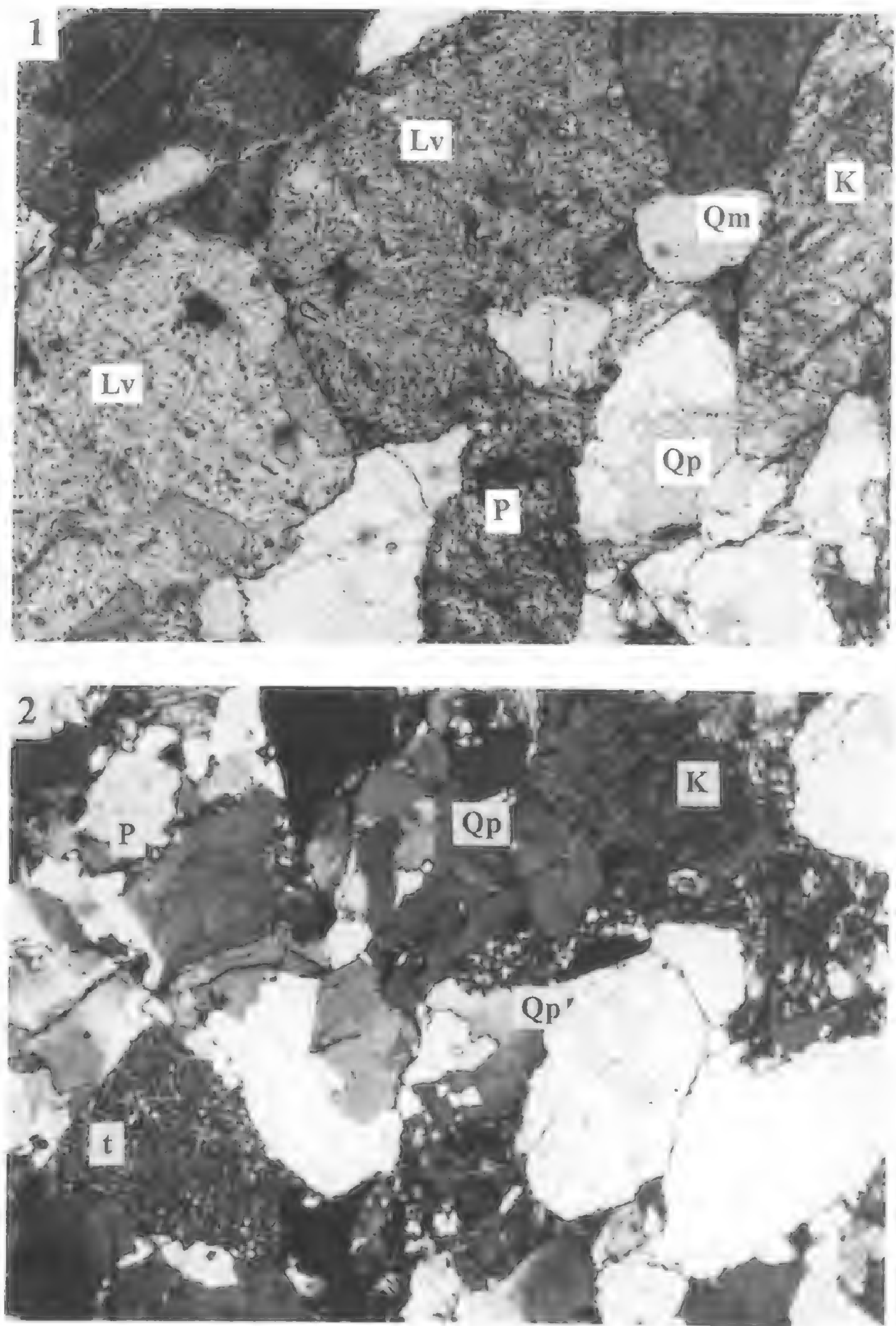
2. Nagyszemcsés karbon homokkő kavics miocén konglomerátumból (ZSF3 minta; +N; a kép szélessége 3,0 mm). Jelmagyarázat: l. az I. tábla/1. képnél; t: tűzkő
Coarse-grained Carboniferous sandstone pebble from Miocene conglomerate (sample ZSF3; +N; width of photo is 3.0 mm). Legend is as in Plate I/1; t: chert

II. tábla – Plate II

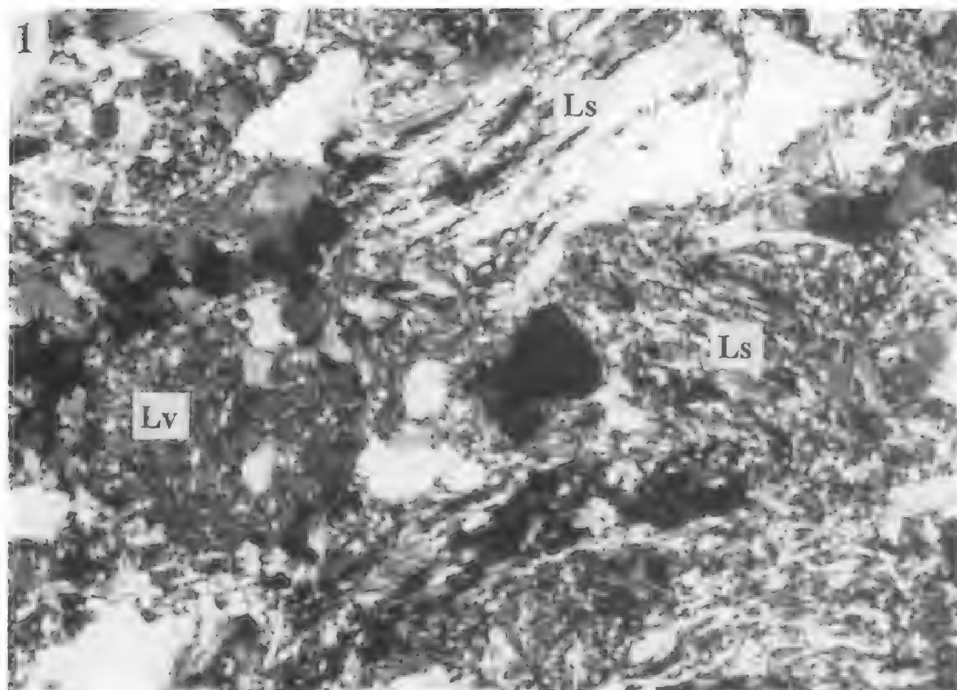
1. Durvaszemcsés karbon homokkő az Sb–1 fúrásból (847,2–850,1 m; +N; a kép szélessége 3,0 mm). Jelmagyarázat: Lv: vulkanit szemcse; Ls: üledékes és metamorfizált üledékes törmelék
Coarse-grained Carboniferous sandstone from borehole Siklósbodony–1 (847.2–850.1 m; +N; width of photo is 3.0 mm). Legend: Lv: volcanic grain; Ls: sedimentary and metasedimentary grain

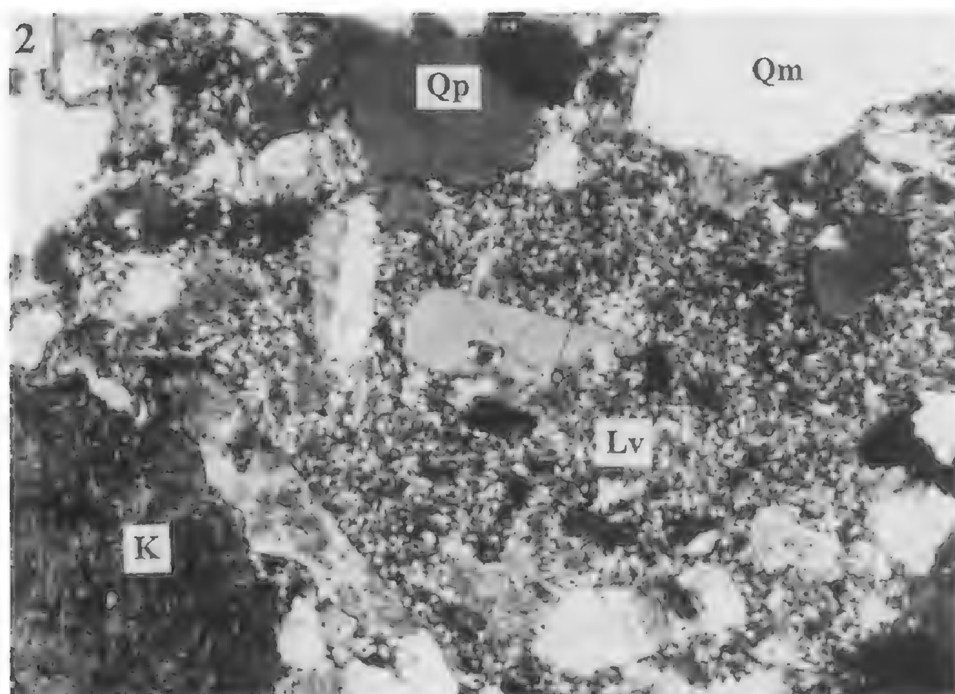
2. Durvaszemcsés karbon homokkő porfiros mikroholokristályos vulkanit szemcsével (Lv) a Bogádmindszent–1 fúrásból (607,7–610,5 m; +N; a kép szélessége 3,5 mm). Jelmagyarázat: l. az I. tábla/1. képnél
Coarse-grained Carboniferous sandstone with porphyric microholocrystalline volcanic grain (Lv) from borehole Bogádmindszent–1 (607.7–610.5 m; +N; width of photo is 3.5 mm). Legend is as in Plate I/1

I. tábla – Plate I



II. tábla – Plate II





Földtani Közlöny 131/1-2, 37–70 (2001) Budapest

Középső- és késő-triász platform- és medencefáciesek a Veszprémi-fennsíkon

Middle to Late Triassic platform and basin facies of the Veszprém Plateau (Transdanubian Range, Hungary)

BUDAI Tamás[1] – CSILLAG Gábor[1] – VÖRÖS Attila[2] – † DOSZTÁLY Lajos

(7 ábra, 4 tábla)

Key words: stratigraphy, basin and platform evolution, volcanism, Anisian, Ladinian, Carnian, Transdanubian Range

Tárgyszavak: rétegtan, medence- és platformfejlődés, vulkanizmus, anisusi, ladin, karni, Dunántúli-középhegység

Abstract

After completing the geological mapping of the Balaton Highland, the Middle Triassic basin evolution was reconstructed on the basis of stratigraphical, sedimentological and palaeoecological data (BUDAI & HAAS 1997; VÖRÖS et al. 1997). This study summarises the results of new investigations, carried out on the Veszprém Plateau, which is the continuation of the classic area of the Balaton Highland. This area has primary importance in palaeogeographic interpretations, being in a transitional position between the Balaton Highland basin and the Vértes Platform. Palaeoenvironments which characterise this territory (i.e. platfrom slope and toe of slope), were sensitive to the changing factors, controlling sedimentation. During the Middle and Late Triassic the Balaton Highland basin was bordered by large platforms on the NE and N. Progradations of the platforms towards the basin were determined mainly by the variation of accommodation space (controlled by eustatic sea-level fluctuations and tectonic movements), and the factors influencing the type and rate of sedimentation (climate, palaeomorphology etc.).

During the Anisian the formation and evolution of the basins were determined basically by synsedimentary tectonics. The Balaton Highland basin opened during the Pelsonian due to the block-faulting of the carbonate ramp of the Megyehegy Dolomite. Above the drowning blocks "halfgraben" basins were formed (Felsőörs Formation), while island-platforms developed on the uplifted ones (Tagyon Formation). The Anisian platform of the Veszprém Plateau was faulted down towards the Balaton Highland basin in two phases: the first one can be dated back to the Middle Pelsonian (Balatonicus Subzone), the second one to the end of the Illyrian (Camunum Subzone). Between the two tectonic phases the platform partly became subaerially exposed and karstified, probably after the Illyrian initial volcanism (Trinodosus Subzone). Drowning of the Anisian platform occurred during the Early Fassanian (Reitzi Subzone) on the Veszprém Plateau due to the relative sea-level rise (Vászoly Formation). The next highstand period can be dated back to the Middle Fassanian (Secedenis Zone), characterised by the first progradation of the Budaörs Platform. Due to the following sea-level rise the carbonate sedimentation continued in an eupelagic basin from the Late Fassanian till the Middle Longobardian (Buchenstein Formation). Based on the palaeogeographical analysis of several fossil groups, the deep basins were bordered by platforms which were characterised by accretional slopes during a transgression. Tectonic activity extended to the Middle Longobardian (Archelaus Zone) with coeval volcanic eruptions. Later on the basin became more and more shallow (Regoledanus Zone) and the Budaörs Platform prograded at the Ladinian/Carnian boundary. During the Carnian, a huge platform was developed on the Veszprém Plateau which extended against the Balaton Highland basin much further than its Ladinian precursor.

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest Stefánia út 14.

[2] Magyar Természettudományi Múzeum, H–1088 Budapest Múzeum krt. 14–16.

Összefoglalás

A Balaton-felvidék földtani térképezését követően lehetővé vált a középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója a rétegtani, üledékföldtani és paleoökológiai adatok szintézise alapján (BUDAI & HAAS 1997; VÖRÖS et al. 1997). A jelen cikk a Balaton-felvidék klasszikus területének folytatását képező Veszprémi-fennsíkon végzett újabb vizsgálatok eredményeit foglalja össze. E terület kiemelt figyelmet érdemel a középső-triász ősföldrajzi elemzések során, mivel a Balaton-felvidék medencéje és a Vértes platformja között átmeneti jellegű környezetek jellemezték (platformperem, platformlejtő, lejtőláb stb.), amelyek érzékenyen reagáltak az üledékképződést meghatározó tényezők változásaira.

A triász középső és késői szakaszában a Veszprémi-fennsíkot nagy kiterjedésű platformok uralták, amelyek a Balaton-felvidék szigetplatformokkal tarkított medenceterületét ÉK és É felől szegélyezték. A platformok előrenyomulását a medencék területe felé elsősorban az üledékképződésre alkalmas tér nagyságát (eusztatikus vízszintváltozás, tektonika stb.), valamint az üledékképződés jellegét és sebességét befolyásoló tényezők (klíma, paleomorfológia stb.) határozták meg.

Az anisusi során a medencék kialakulását és fejlődését alapvetően a szinszediment blokktektonika határozta meg. A Balaton-felvidéki medence felnyílása a pelsoiban játszódott le, a Megyehegyi Dolomit karbonátos rámpájának normál vetők mentén történt feldarabolódása eredményeként. A billenő mozgással süllyedő blokkok felett félárkok (Felsőörsi Formáció), míg a kiemelt helyzetben maradtak területén kisebb szigetplatformok (Tagyoni Formáció) jöttek létre. A Veszprémi-fennsík nagy kiterjedésű anisusi platformja a Balaton-felvidék medencéje felé két lépcsőben szakadt le: az első tektonikus letörés a pelsoi közepére (Balatonicus Szubzóna), a második az illyr végére datálható (Camunum Szubzóna). A két tektonikus periódus között eltelt időszak során a platform egy része szárazra került és karsztosodott, feltehetően a kezdeti, középső-illyr vulkanizmust követően (Trinodosus Szubzóna). Az anisusi során létrejött platform megfulladása a kora-fassai során következett be a Veszprémi-fennsík területén (Reitzi Szubzóna) a vízszint relatív emelkedése következtében (Vászolyi Formáció). A következő magas vízállású szakaszban, a fassai közepén történt a Budaörsi-platform első progradációja a Veszprémi-fennsíkon (Secedensis Zóna). A Balaton-felvidék medenceterületének peremén ez a jelenség a medencefáciesű karbonátok dolomitosodásában jelentkezik, míg a platformhoz ÉK felé közeledve a progradációs ék fáciese egyre sekélyebb környezetre utal. A Budaörsi-platform első progradációját követő relatív vízszintemelkedés nyomán a platform jelentős része ismét pelágikus medencévé alakult, amelyben a fassai végétől a longobard közepéig karbonátképződés folyt (Buchensteini Formáció). A különböző ősmaradványcsoportok őskörnyezeti elemzése alapján a mély medencéket platformok szegélyezték, amelyeket a transzgressziós időszakban felfelé épülő lejtő jellemezhetett. A longobard közepén (Archelaus Zóna) erőteljesen megnőtt a tágulásos tektonikai aktivitás, és ezzel egy időben felerősödött a vulkanizmus. A ladin medence ezt követő fokozatos sekélyülése eredményeként (Regoledanus Zóna) a Budaörsi-platform ismét erőteljesen előrenyomult a ladin és a karni korszak határán. A karni során a Veszprémi-fennsík túlnyomó része platform volt, amely a magas vízállású periódusok idején lényegesen túlterjedt ladin elődjén, a Balaton-felvidék sziliciklasztos üledékekkel fokozatosan feltöltődő medencéi felé.

Bevezetés

A Bakony K-i részén a triász rétegsor újravizsgálatának igényét a Balaton-felvidék térképezése (1982–1991), és az azt követő időszak során született fejlődéstörténeti és ősföldrajzi elemzések tették indokolttá. A bakonyi térképezés ugyanis rengeteg rétegtani adatot szolgáltatott a 70-es években erről a területről a felszíni és a fúrási szelvények korabeli vizsgálata eredményeként, azoknak a szűkebb (dunántúli-középhegységi) és tágabb (alpi) keretekbe történő illesztése azonban – megfelelő korrelációs eszközök hiányában – csak nagy vonalakban történhetett meg. A Balaton-felvidék térképezése és az alapszelvény program hatására a triász rétegtan rohamosan fejlődött a 80-as években, amelyet a szedimentológia, a medenceanalízis, később a dinamikus szedimentológia és a szek-

vencia sztratigráfia térhódítása követett a Déli-Alpokban és a Dunántúli-középhegységben egyaránt.

Ezek az előzmények tették reményteljessé a Bakony keleti területén a középső- és felső-triász összlet feldolgozását, különös tekintettel a medencék és a platformok kialakulásának, és fejlődéstörténetüknek a rekonstruálására. Kutatási eredményeinket két dolgozatban kívánjuk összefoglalni: az egyik a Veszprémi-fennsík, a másik a Keleti-Bakony területét mutatja be.

A Veszprémi-fennsík területén a fentiekben megfogalmazott kutatási célok elérése érdekében

– terepi reambulációt végeztünk Királyszentistván, Sóly, Vilonya, Litér és Öskü, térségében;

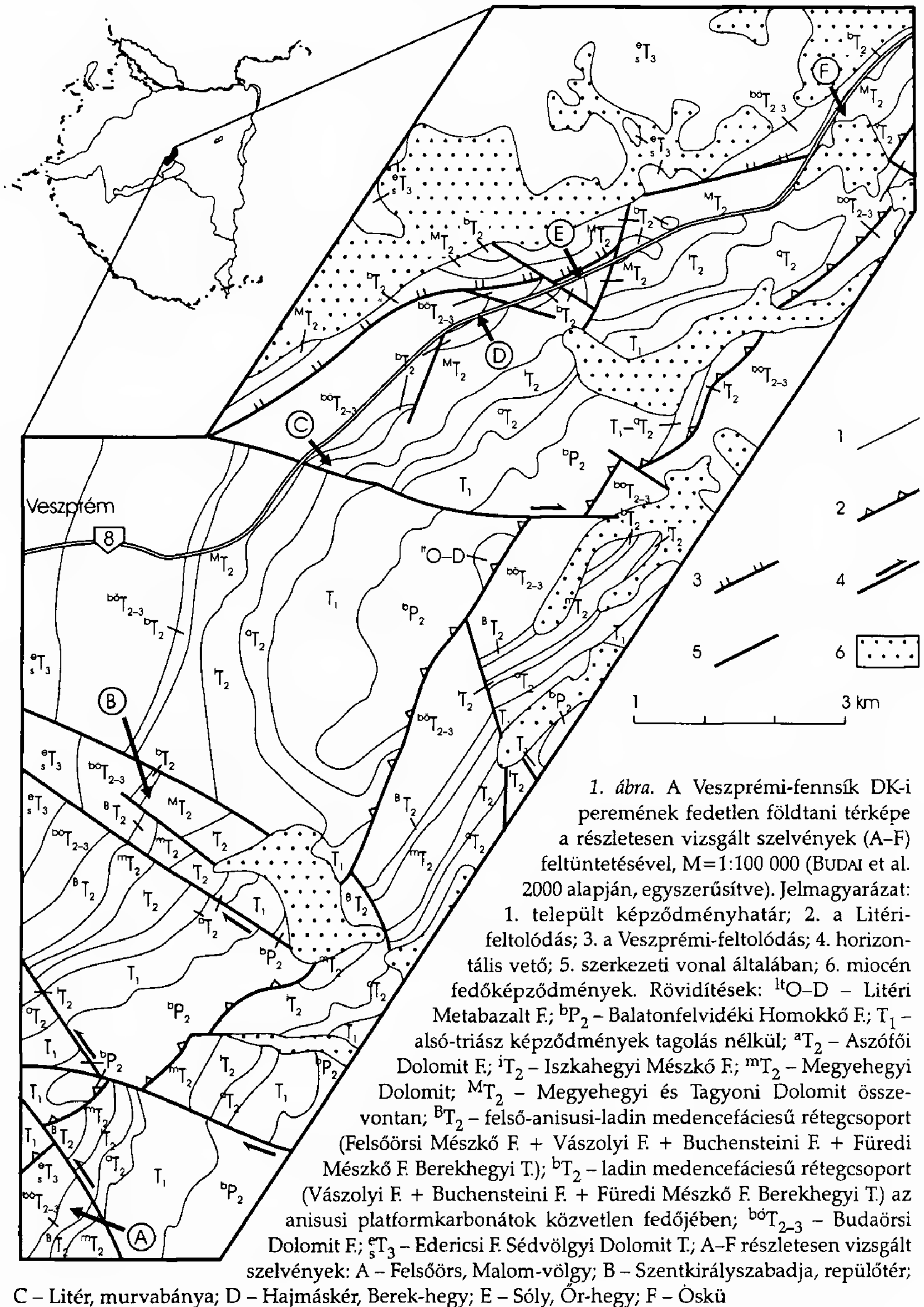
– részletes szelvényezést és ősmaradvány-gyűjtést folytattunk a szentkirályszabadjai katonai repülőtér kőfejtőjében, a 8-as műút bevágásaiban Veszprém és Öskü között, valamint a hajmáskéri Berek-hegyen, a sólyi Őr-hegyen, továbbá a litéri és az öskü murvabányában.

A dolgozatunkban tárgyalt képződmények litosztratigráfiai tagolását a *7. ábra* foglalja össze, a biosztratigráfiai beosztás a VÖRÖS (1998 Fig. 22.) által kidolgozott zonációnak felel meg.

Földtani felépítés

A Balaton-felvidék csapásirányú folytatását képező Veszprémi-fennsík a Dunántúli-középhegység szinklinális szerkezetének DK-i szárnyához tartozik (*1. ábra*), területe ÉK felé a Várpalotai-medencéig terjed. Az alaphegységet gyűrt variszkuszi aljzat és a fölötte diszkordánsan települő perm-triász üledékes képződmények építik fel. Szerkezetének alapvonását hosszanti (a szinklinális tengelyével párhuzamos csapású) térrövidüléses tektonikai elemek határozzák meg. Ezek közül a legjelentősebb a Litéri-vonal, amely mentén – változó rétegtani amplitúdóval – középső-felső-triász képződményekre idősebb triász, perm, illetve Litérnél ópaleozoos összlet tolódott fel. Kádárta és a Várpalotai-medence között a DNy–ÉK-i csapású Litéri-vonalat É-on egy NyDNy–KÉK-i csapású feltolódási front, a „Veszprémi-" vagy „Hajmáskéri-" vonal kíséri, amelyek ÉK felé egymáshoz közelítenek.

A Veszprémi-fennsík középső- és felső-triász összlete a Balaton-felvidék klasszikus képződmény-együttesétől eltérő jellegű, ami a legszembetűnőbben talán a középső-anisusi és a karni medenceüledékek szinte teljes hiányában mutatkozik meg. A következőkben először a vizsgált terület középső- és felső-triász képződményeit igyekszünk bemutatni a részletesen vizsgált szelvények ismertetésén keresztül, a Balaton-felvidék medence-területéről indulva ÉK felé. Ehhez kapcsolódva tárgyaljuk azokat az őslénytani, szedimentológiai, rétegtani és egyéb kutatási eredményeket, amelyek hozzájárultak a fejlődéstörténeti modell kialakításához. Végül megkíséreljük összefoglalni a rétegtani felépítésben megállapított azon jellegzetességeket és tendenciákat, amelyek alapján rekonstruálható a délkeleti Bakony ősföldrajzi képe a középső-anisusi és a kora-karni között.



1. ábra. A Veszprémi-fennsík DK-i peremének fedetlen földtani térképe a részletesen vizsgált szelvények (A–F) feltüntetésével, M=1:100 000 (BUDAI et al. 2000 alapján, egyszerűsítve). Jelmagyarázat: 1. települt képződményhatár; 2. a Litéri-feltolódás; 3. a Veszprémi-feltolódás; 4. horizontális vető; 5. szerkezeti vonal általában; 6. miocén fedőképződmények. Rövidítések: ^{lt}O–D – Litéri Metabazalt F.; $^{b}P_2$ – Balatonfelvidéki Homokkő F.; T_1 – alsó-triász képződmények tagolás nélkül; $^{a}T_2$ – Aszófői Dolomit F.; $^{i}T_2$ – Iszkahegyi Mészkő F.; $^{m}T_2$ – Megyehegyi Dolomit; $^{M}T_2$ – Megyehegyi és Tagyoni Dolomit összevontan; $^{B}T_2$ – felső-anisusi-ladin medencefáciesű rétegcsoport (Felsőörsi Mészkő F. + Vászolyi F. + Buchensteini F. + Füredi Mészkő F. Berekhegyi T.); $^{b}T_2$ – ladin medencefáciesű rétegcsoport (Vászolyi F. + Buchensteini F. + Füredi Mészkő F. Berekhegyi T.) az anisusi platformkarbonátok közvetlen fedőjében; $^{bö}T_{2-3}$ – Budaörsi Dolomit F.; $^{e}_{s}T_3$ – Edericsi F. Sédvölgyi Dolomit T.; A–F részletesen vizsgált szelvények: A – Felsőörs, Malom-völgy; B – Szentkirályszabadja, repülőtér; C – Litér, murvabánya; D – Hajmáskér, Berek-hegy; E – Sóly, Őr-hegy; F – Öskü

Fig. 1 Geological map (without Quaternary formations) of the southeastern part of the Veszprém plateau showing also the location of the detailed sections (simplified after BUDAI *et al. 2000). Legend: 1 stratigraphic boundary; 2 Litér overthrust; 3 Veszprém overthrust; 4 strike-slip fault; 5 tectonic line in general; 6 Miocene sediments*

Kutatási előzmények

Mottó: „Azért már korábban is történt itt egy és más." (SZABÓ Imre)

Ebben a fejezetben a szokásosnál valamivel részletesebben ismertetjük a területen dolgozó geológus elődök (gyakran ma is pontos és érvényes) azon megfigyeléseit, amelyek az általunk vizsgált időszak képződményeire vonatkoznak. Az egyes rétegtani egységekkel kapcsolatos eredeti megfogalmazásokat idézőjellel, a mai litosztratigráfiai beosztásnak megfelelő neveket zárójelben szerepeltetjük.

A Veszprémi-fennsík triász képződményeiről részletes ismereteket először BÖCKH (1872) közölt a Déli-Bakony földtani leírásában. Elsőként ismerte fel a középső-triász összleten belül a Balaton-felvidék és a Keleti-Bakony között mutatkozó lényeges fácieskülönbségeket, megállapításai közül a következők emelendők ki:

– A „tridentinus-mészkő"(=Buchensteini F., Nemesvámosi T.) dolomitok között települ a Litértől délre kezdődő, ÉK felé tartó vonulatban (p. 87). Közvetlen feküjét a „megyehegyi dolomit" alkotja, közötte települő zöld tufákat Kádártáról említett. Ezzel összecseng az a korábbi megállapítása (p. 77), hogy a „fiatalabb kagylómész" (=Felsőörsi F.) az északi vonulatban Veszprémfajsztól ÉK-re hiányzik.

– A Balaton-felvidéken definiálta a „tridentinus-mészkő" fedőjében települő „füredi-mészkövet". Meghatározása szerint (p. 95–96) az „Arcestes tridentinus vörös mészkövére... világos színű, szürke, tömött mészkő következik...", amely „... szürke szarukövet tartalmaz, ... gumós felületet mutat" és „... a fedü felé márgás közfekveteket vesz fel". Elterjedéséről azt a megállapítást tette, hogy a Megye-hegytől ÉK-re egyetlen előfordulását sem ismeri (p. 96 és 123). Az azt helyettesítő dolomitot a „lári csoport" fődolomitjához (p. 101 és 124), míg Kádártánál feltételesen a „felső-márgacsoporthoz" (p. 125), tehát a Fődolomitnál idősebb dolomithoz sorolta.

A Veszprémi-fennsík földtani megismerésének legjelentősebb szakasza a Balaton tudományos kutatásához kapcsolódott. LACZKÓ (1911) a „Balaton-monográfia" geológiai függelékeként megjelent összefoglaló leírásában néhol kirándulásvezető részletességgel ismertette a középső-triász rétegsor felépítését és települési helyzetét a Litéri-vonaltól É-ra lévő pásztában Sólytól DNy felé Nemesvámosig, valamint a Veszprémi-feltolódás É-i oldalán Hajmáskér és Kádárta között. Megállapításainak többségét a legutóbb végzett reambulációk és részletes szelvényvizsgálatok egyértelműen igazolták, ezek közül a legfontosabbak a következőkben foglalhatók össze:

– A mai értelemben vett Felsőörsi Formáció elterjedése a Balaton-felvidéktől ÉK felé a szentkirályszabadjai Cserhalompusztáig nyomozható a Litéri-vonaltól É-ra lévő pikkelyben (pp. 169–170), onnantól kezdve dolomit helyettesíti.

– ... „a trinodosus zóna .... kétféle fáczieszben fejlődik ki" (p. 170), azaz a mai megfogalmazás szerint az anisusi medenceterületek Felsőörsi Formációjának legfelső szakasza egyidős a platformokra települő Vászolyi Formáció alsó, „faunás mészkő" tagozatával (VÖRÖS et al. 1997). Utóbbit a „trinodosus zóna

berekhegyi fácziesze"-ként írta le a Sólytól ÉK-re lévő Jáksomán és környékén (p. 46), a hajmáskéri Tó-hegyen (p. 49), a Látó-hegyen és a Berek-hegyen (pp. 54–56).

– A ladin rétegsoron belül a „reitzi- és a tridentinus-mészkő" szintjében egyaránt települ dolomit, többek között a sólyi Őr-hegyen (p. 47), a Berek-hegyen (p. 56) és a sólyi fenyvesben (p. 58).

– A sólyi Őr-hegyen és a hajmáskéri Berek-hegyen jól kifejlődött réteg-csoportot különített el a „füredi mész" fölött (pp. 47–48), „berekhegyi mész" néven (részletes definícióját l. HAAS et al. 2000).

– A ladin rétegsor fedőjében konkordánsan települő dolomit „semmiképpen sem fődolomit" (p. 58), hanem „még a mélyebb raibli dolomitoknak a maradványa" (p. 48), és „gyakran mutatkozó csöves algakimállások" jellemzik (p. 60). Ez a jellemzés a mai rétegtani beosztásban a Budaörsi Dolomitnak felel meg.

LÓCZY (1913) a Balaton környékének geológiai leírásában – LACZKÓ munkásságára hivatkozva – viszonylag kevés figyelmet szentelt a Veszprémi-fennsík triász képződményeinek. A következőkben csak néhány, a tárgyalt terület rétegtani viszonyainak megítélését érintő megállapítását foglaljuk össze:

– A Balaton-felvidéknek a Litéri-vonaltól délre lévő triász vonulatában a „kagylós-mész" ÉK felé a Litér–Kenese közötti útig követhető (p. 86).

– A felsőörsi Malom-völgy szelvényében a vörös, tűzköves mészkő fedőjében települő világosszürke, márgaközös mészkő nem a „füredi mészkőhöz", hanem a „tridentinus-mész" felső szakaszához tartozik (p. 108 és 110, valamint pp. 115–116). Az összlet felső-ladin emeletbe tartozását a belőle előkerült *Trachyceras archelaus* és *Celtites epolensis* bizonyítja.

– A „füredi mészkő" rétegtani intervalluma leszűkítendő a BÖCKH által meghatározott összlet alsó, faunamentes szakaszára (ez BUDAI 1993 beosztása szerint a Füredi Mészkő Formáció alsó, „Dörgicsei Tagozata"). Az eredeti definíció szerinti márgaközös-táblás felső szakasz a „felső márgacsoporthoz" sorolandó (p. 120, 134 és 150, valamint pp. 145–147,) a „karniai faunaelemek" megjelenése miatt (ez BUDAI 1993 beosztásában a Füredi Mészkő Formáció felső, „Berekhegyi Tagozata").

A Balaton-felvidék és a Vértes egymástól eltérő fáciesű középső- és felső-triász kifejlődései közötti heteropikus kapcsolatra ORAVECZ & VÉGHNÉ (1961) és ORAVECZ (1963) hívta fel a figyelmet.

A „Balaton monográfia" megjelenését követően részletes (1:10 000-es méretarányú) felvétel az 1970-es évtized második felében készült a terület jelentős részéről a Bakony rendszeres földtani térképezése során. Ennek eredményeként 1:20 000-es méretarányú, fedett és fedetlen változatban szerkesztett földtani térképek és azok magyarázói jelentek meg nyomtatásban Veszprém (PEREGI & RAINCSÁK 1980, 1983) és Öskü környékéről (BENCE et al. 1987, BENCE & SZABÓ 1988), majd az egész Bakonyról 1:50 000-es méretarányban (CSÁSZÁR et al. 1985; GYALOG & CSÁSZÁR 1990; BENCE et al. 1990). Ennek a részletes térképezésnek a Veszprémi-fennsík anisusi–alsó-karni rétegsorára vonatkozó legfontosabb eredményei közül a következőket emeljük ki:

A Kádárta és Litér közötti területen PEREGI & RAINCSÁK (1983) szerint a „típusos kagylós mészkő" (=Felsőörsi Formáció) hiánya fáciesváltozással magyarázható (p. 43). Az alsó-ladin „buchensteini rétegek" (=Vászolyi Formáció sensu VÖRÖS et

al. 1997) a „megyehegyi dolomitra" (pl. a litéri murvabányában), vagy a fölötte lévő tűzköves dolomitra települnek (pp. 44-45). Korábbi leírásukkal összhangban (DETRE et al. 1979) megerősítették BÖCKH (1872) azon megállapítását, hogy Kádártánál és attól ÉK felé a „típusos füredi mészkő" nincs kifejlődve, a felső-ladin tufa, tufás márga és mészkő váltakozásából felépülő rétegsort a „berekhegyi mészkő" és a „sólyi márga" összefogazódásaként írták le (p. 47). A fölötte üledékfolytonosan települő „diploporás dolomit" alsó szakaszáról tufabetelepüléseket írtak le a kádártai szelvényben (p. 49). A mintegy 200–250 méter vastagságúra becsült dolomitot részben a felső-ladinba, túlnyomó részét az alsó-karniba helyezték (=Budaörsi Dolomit Formáció). A fedőjében települő kb. 10 m vastag márga–breccsa–mészkő rétegsor alapján a képződményt azzal a dolomittal korrelálták, amelynek felső szakaszát a Veszprém V–1. fúrás a talp fölött mintegy 60 méter vastagságban tárta fel a karni márgaösszlet feküjében (lásd HAAS & BUDAI 1997).

SZABÓ (in BENCE et al. 1987) a sólyi Őr-hegy Ny-i oldalában és a 8-as műút bevágásaiban feltárt szelvények alapján megállapította, hogy a „megyehegyi dolomit" fölötti tufás, ammoniteszes mészkő (LACZKÓ értelmezése szerint a „trinodosus zóna berekhegyi fáciese") fölött települő dolomit a reitzi zónába tartozik (pp. 34–35, 38–39). Efölött a vörös, „tridentinuszos" (=Nemesvámosi) mészkő, majd szürke pados mészkő következik, bentonitosodott tufa betelepülésekkel („archelaus szint", p. 41). A fenti összletet a Buchensteini Formációba, a fölötte települő Berekhegyi Mészkövet a Füredi Mészkő Formációba, míg az utóbbit fedő dolomitot a Fődolomitba sorolta.

Az oszágos alapszelvény programhoz (in BALOGH et al. 1983), valamint a középső-triász vulkanitok kutatásához kapcsolódó újabb eredmények ismertetése kapcsán (CROS & SZABÓ 1984) SZABÓ összefoglaló ábrán szemléltette a különböző fáciesű anisusi és a ladin képződmények vastagságának laterális változását és egymáshoz viszonyított helyzetüket a Balaton-felvidék DNy-i részétől az Iszka-hegyig terjedő vonulatban.

A Veszprémi-fennsík középső-triász karbonátjainak paleokarsztos jelenségeivel KORPÁS L. (1999) foglalkozott.

A Balaton-felvidék földtani térképezésének lezárulását követően a 90-es évek elejétől több, egymással többé-kevésbé párhuzamosan futó OTKA kutatási téma (T. 017011., 3185. és 7631.) kapcsolódott a terület középső- és felső-triász képződményeinek részletes rétegtani és szedimentológiai vizsgálatához, azok eredményei szintén beépültek a most lezárult T. 014902. számú OTKA projekt összefoglalásába (VÖRÖS et al. 1997; VÖRÖS 1998; HAAS et al. 2000).

A Veszprémi-fennsík középső-triász képződményei

A következő fejezetben a kutatási terület általunk részletesen vizsgált, a kérdéses rétegtani intervallumot legjobban reprezentáló szelvényeit mutatjuk be (*1. ábra*), a Balaton-felvidék középső-triász medence-területétől kiindulva ÉK felé, az egykori platformok felé haladva. A korábbi publikációkban bővebben

ismertetett feltárásokat ezúttal csak röviden tárgyaljuk, kiemelve a fejlődéstörténeti és ősföldrajzi következtetések levonása szempontjából lényeges adatokat.

Az egymással heteropikus fáciesterületek határa a Litéri-vonal két oldalán nem mutat lényeges elmozdulást, ezért az egyes feltárások ismertetésénél, illetve az ősföldrajzi elemzésnél a hosszanti térrövidüléses szerkezetek hatását nem vesszük figyelembe.

Felsőörs, Malom-völgy

A klasszikus szakirodalmi alkotásokat (Böckh 1872; Lóczy 1913) követő szünet után viszonylag sok publikáció foglalkozott a felsőörsi Malom-völgy szelvényével (2. *ábra*) az elmúlt két évtized során, amelyek többsége biosztratigráfiai tárgyú feldolgozás volt (Szabó et al. 1980; Haas et al. 1986; Kovács et al. 1990; Kovács 1993a b; Dosztály 1993; Góczán & Oravecz-Scheffer 1993; Budai & Vörös 1993a; Monostori 1995; Vörös 1993, 1995; Vörös et al. 1996; Márton et al. 1997; Vörös 1998 stb.). Ennek ellenére több okból is fontosnak tartjuk a szelvény bemutatását, mivel

– a nagy felbontású és komplex biosztratigráfiai vizsgálatoknak köszönhetően a szelvény jelenleg az egyik jelöltje az anisusi és a ladin emelet nemzetközi határsztratotípusának;

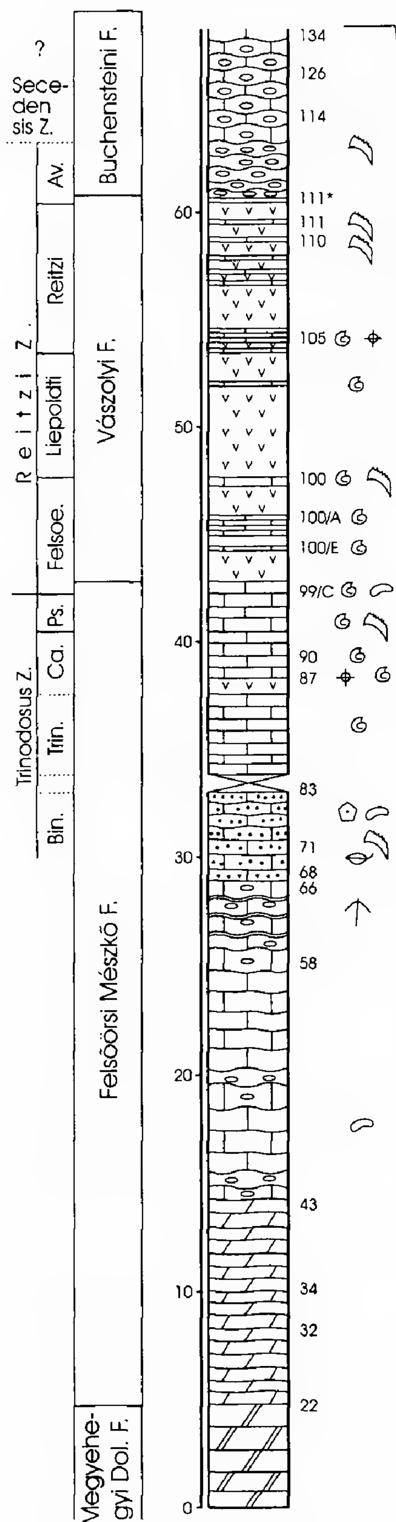
– a bányarekultivációs-alap jóvoltából földtani tanösvénnyé képezték ki 2000 során, ennek köszönhetően a korábban nem, vagy rosszul feltárt szakaszai is tanulmányozhatóvá váltak;

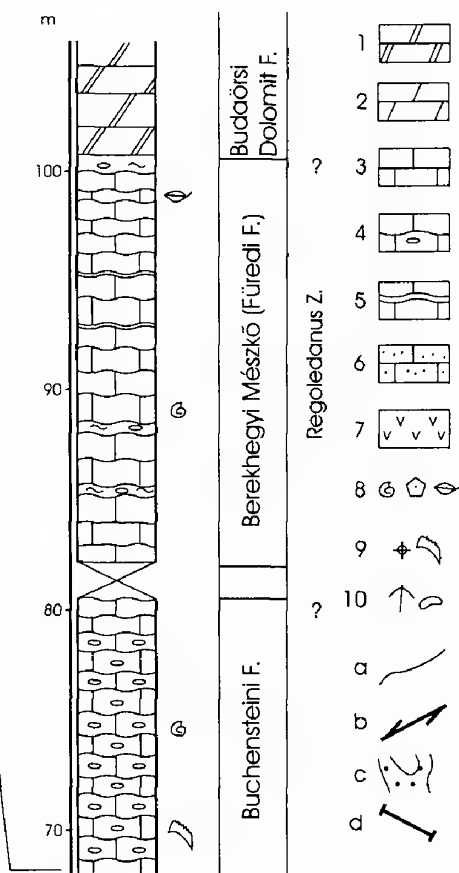
– a Veszprémi-fennsík jelen cikkünk tárgyát képező platformjának fejlődéstörténeti rekonstrukciója az anisusi medenceterület rövid ismertetése nélkül nehezen lenne értelmezhető.

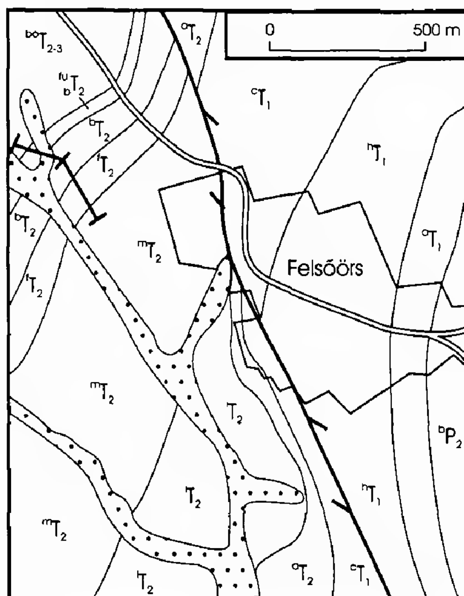
A Malom-völgy rétegsora a Balaton-felvidék félárok-szerkezetű középső–késő-anisusi medencéjének a Veszprémi-fennsík heteropikus platformja felé sekélyülő részét képviseli (Budai & Vörös 1992, Fig. 3, valamint Budai et al. 1993, Fig. 1). A

2. *ábra.* → A felsőörsi Forrás-hegy szelvénye és földtani környezete (Budai 1991; valamint Márton et al. 1997 alapján, módosítva). Jelmagyarázat: a. települt képződményhatár; b. horizontális vető; c. alluvium; d. az alapszelvény nyomvonala; 1. pados dolomit; 2. bitumenes dolomit; 3. pados, lemezes mészkő; 4. tűzköves, gumós mészkő; 5. márgaközös-flázeres mészkő; 6. krinoideás mészkő; 7. tufa, tufit; 8. ammonitesz; krinoidea, brachiopoda; 9. radiolaria, conodonta; 10. szivacstű, ostracoda; $^{b}P_2$ – Balatonfelvidéki Homokkő F.; $^{a}T_1$ – Arácsi Márga F.; $^{h}T_1$ – Hidegkúti F.; $^{c}T_1$ – Csopaki Márga F.; $^{a}T_2$ – Aszófői Dolomit F.; $^{i}T_2$ – Iszkahegyi Mészkő F.; $^{m}T_2$ – Megyehegyi Dolomit F.; $^{f}T_2$ – Felsőörsi Mészkő F.; $^{b}T_2$ – Vászolyi F. + Buchensteini F.; $^{fü}_{b}T_2$ + Füredi Mészkő F. Berekhegyi T.; $^{bö}T_{2\text{-}3}$ – Budaörsi Dolomit F. Rövidítések (Szubzónák): Bin. – Binodosus; Trin. – Trinodosus; Ca. – Camunum; Ps. – Pseudohungaricum; Felsoe. – Felsoeoersensis; Av. – Avisianum

Fig. 2 → Stratigraphic column of the Felsőörs type-section and its geological environment (modified after Budai *1991 and* Márton *et al. 1987). Legend: a stratigraphic boundary; b strike-slip fault; c alluvial deposits; d geological profile; 1 bedded dolomite (carbonate ramp); 2 bituminous dolomite; 3 bedded, laminated limestone; 4 cherty nodular limestone; 5 flaser-bedded limestone with marl intercalations; 6 crinoidal limestone; 7 tuff, tuffite; 8 ammonites; crinoids, brachiopods; 9 radiolarians, conodonts; 10 spicules, ostracods; $^{b}P_2$ – Balatonfelvidék Sandstone Fm; $^{a}T_1$ – Arács Marl Fm; $^{h}T_1$ – Hidegkút Fm; $^{c}T_1$ – Csopak Marl Fm; $^{a}T_2$ – Aszófő Dolomite Fm; $^{i}T_2$ – Iszkahegy Limestone Fm; $^{m}T_2$ – Megyehegyi Dolomite Fm; $^{f}T_2$ – Felsőörs Limestone Fm; $^{b}T_2$ – Vászoly Fm + Buchenstein Fm; $^{fü}_{b}T_2$ + Füred Limestone Fm Berekhegy Mb; $^{bö}T_{2\text{–}3}$ – Budaörs Dolomite Fm Abbreviations (Subzones): Bin. – Binodosus; Trin. – Trinodosus; Ca. – Camunum; Ps. – Pseudohungaricum; Felsoe. – Felsoeoersensis; Av. – Avisianum*


Megyehegyi Dol. F.
Felsőörsi Mészkő F.
Vászolyi F.
Buchensteini F.
Trinodosus Z.
Reitzi Z.
Secedensis Z.
Bin.
Trin.
Ca.
Ps.
Felsoe.
Liepoldti
Reitzi
Av.
?


m
Budaörsi Dolomit F.
Berekhegyi Mészkő (Füredi F.)
Buchensteini F.
Regoledanus Z.
?
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
a
b
c
d


0
500 m
Felsőörs

Felsőörsi Mészkő vastagságának változása ugyanis jellegzetes tendenciát mutat a Balaton-felvidék középső részén lévő, és a Megye-hegytől ÉK-re nagy kiterjedésben nyomozható anisusi platform között (SZABÓ in BALOGH et al. 1983, Fig. 3; BUDAI 1992, Fig. 1). A formáció vastagsága az Aszófőnél kirajzolódó platformperem ÉK-i szomszédságában a 100 m-t is meghaladhatja, innen ÉK felé pedig fokozatosan elvékonyodik: Balatonfürednél kb. 80 m, Felsőörsnél mindössze 38 m, míg attól ÉK felé kb. 9 km-en belül kiékelődik a Megye-hegy Balatonfűzfő felőli oldalán.

A felsőörsi szelvény ladin összlete a Balaton-felvidéki medence jellegzetes pelágikus fáciesében fejlődött ki: a Vászolyi Formáció „pietra verde" tagozata viszonylag vastag, és a Buchensteini Formációt gumós, tűzköves mészkő képviseli (Nemesvámosi T.). A Malom-völgy oldalágának a Forrás-heggyel átellenes É-i oldalán kibukkanó szürke, pados mészkő és mészkőgumós márga rétegsora (a Füredi Mészkő Formáció Berekhegyi Tagozata) felett azonban már közvetlenül a Budaörsi Dolomit platformkarbonátja települ. A mészkőből LÓCZY (1913, p. 115.) által publikált *Trachyceras archelaus, Celtites epolensis*, valamint az újabban előkerült ammoniteszek (*Clionitites* sp.) alapján a Budaörsi-platform progradációjának időpontja a ladin/karni határra tehető.

A Malom-völgy szelvényében tehát az anisusi közepétől a ladin tetejéig folyamatos a medencefáciesű rétegsor. A fölötte települő több száz méter vastag platformkarbonát (a Budaörsi és a Sédvölgyi Dolomit) a Balaton-felvidék intraplatform karni medencéjének rétegsorával – a Füredi Mészkővel, a Veszprémi Márgával és a Sándorhegyi Formációval – Felsőörstől DNy-ra, a Királykúti- és a Nosztori-völgy között fogazódik össze (BUDAI 1991, Fig. 6, BUDAI & HAAS 1997, Fig. 13.).

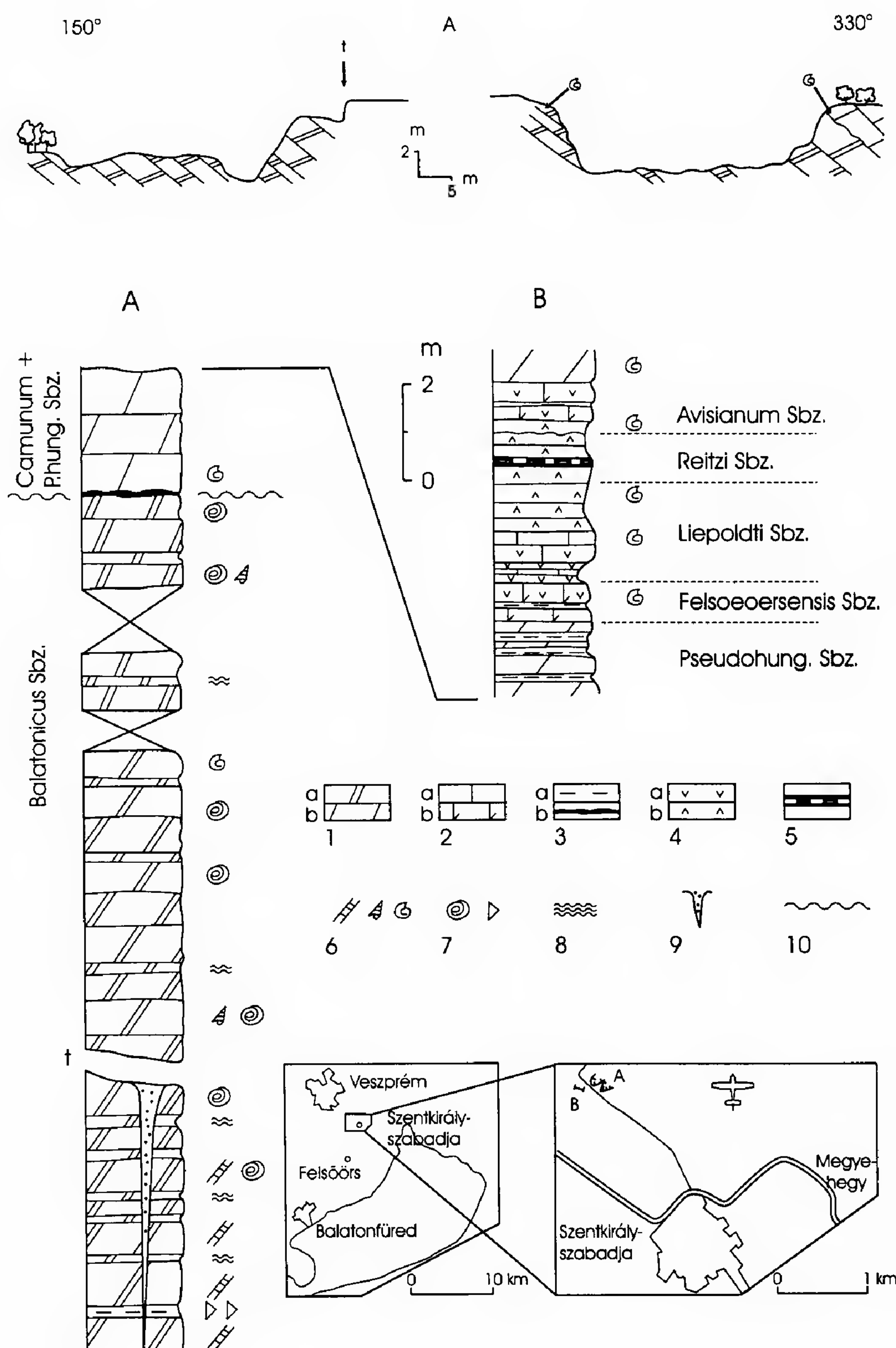
Szentkirályszabadja, katonai repülőtér

A szentkirályszabadjai repülőtér felhagyott kőfejtője a Veszprémi-fennsík anisusi karbonát platformjának DNy-i peremén található (*3. ábra*). A fejtő északi udvarában feltárt rétegsor az eddig ismert egyetlen olyan szelvény (*3. ábra*, A), ahol az anisusi platform (Tagyoni Dolomit) és a fölötte éles határral települő felső-anisusi–alsó-ladin medencefáciesű fedőösszlet (Vászolyi F.) közötti üledékhézag mértéke egyértelműen megállapítható volt az ammonitesz-leletek alapján. A kőfejtő szelvénye feletti rétegsor a repülőtér kerítésén kívül létesült mesterséges feltárásban tanulmányozható (*3. ábra*, B).

A szentkirályszabadjai szelvényben végzett vizsgálatok eredményeit több publikáció ismertette részletesen (BUDAI et al. 1993; BUDAI & VÖRÖS 1993a, b; VÖRÖS 1993; BUDAI & HAAS 1997; VÖRÖS et al. 1997, VÖRÖS 1998; BUDAI et al. 1999), ezek lényegét a következőkben kívánjuk összefoglalni:

3. ábra. → A szentkirályszabadjai repülőtéri kőfejtő (A) és a mellette lévő mesterséges feltárás (B) szelvénye (BUDAI & VÖRÖS 1993a, valamint BUDAI & HAAS 1997 alapján). Jelmagyarázat: 1a. Lofer-ciklusos platformkarbonát (Tagyoni Dolomit, Megyehegyi Formáció); 1b–5. Vászolyi Formáció: 1b. dolomitosodott medencefáciesű mészkő; 2a. mészkő; 2b. tufás mészkő; 3a. agyag; 3b. vörösagyag; 4a. tufa; 4b. tufit; 5. kovás laminit; 6. zöldalga, csiga, ammonitesz; 7. vadózus pizoid, litoklaszt; 8. algaszőnyeg; 9. neptuni telér; 10. üledékhézag

Fig. 3 → Profile and stratigraphic column of the airport-quarry at Szentkirályszabadja (A) and the neighbouring trench (B). Legend: 1a Lofer-cyclic platform carbonate (Tagyon Dolomite, Megyehegy Fm.); 1b–5 Vászoly Fm. 1b dolomitized limestone of basin facies; 2a limestone; 2b tuffitic limestone; 3a clay; 3b red clay; 4a tuff; 4b tuffite; 5 siliceous laminite; 6 Dasycladacea, gastropoda, ammonoidea; 7 vadose pisoids, lithoclasts; 8 algal mat; 9 neptunian dyke; 10 gap


150°
A
330°
t
m
2
5
m
A
B
m
2
0
Camunum +
P.hung. Sbz.
Balatonicus Sbz.
Avisianum Sbz.
Reitzi Sbz.
Liepoldti Sbz.
Felsoeoersensis Sbz.
Pseudohung. Sbz.
t
a
b
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
Veszprém
Szentkirály-
szabadja
Felsőörs
Balatonfüred
0
10 km
A
B
Megye-
hegy
Szentkirály-
szabadja
0
1 km

– A Tagyoni Dolomit ciklusos felépítésű, sekély szubtidális és árapály síksági fáciesű rétegek váltakozásából felépülő platformkarbonátja fölött éles határral települ a Vászolyi Formáció barnásszürke–vörösesszürke, krinoideás, dolomitosodott bázisösszlete (BUDAI & HAAS 1997, Figs. 8–9.). A Tagyoni Dolomitból előkerült *Balatonites balatonicus* a képződmény rétegtani helyzetét a középső-anisusi pelsoi alemeletben rögzíti. A Vászolyi Formáció bázisrétegeinek ammonitesz-együttese (*Asseretoceras* cf. *camunum, Lardaroceras* cf. *krystyni, „Hungarites" inconstans*) a felső-anisusi Trinodosus Zóna Camunum Szubzónáját jelzi, ennek alapján a két képződmény közötti üledékhézag mértéke három ammonitesz szubzónát ölel fel (Zoldianus, Binodosus, Trinodosus). A platform elöntését megelőző szárazulati lepusztulás terméke az a vörösagyag, amely néhány cm vastagságban borítja a Tagyoni Dolomit felszínét (VICZIÁN et al. 1996).

– A Tagyoni Dolomitot metsző 1–2 m vastag, vörös, krinoideás, dolomitosodott mészkővel kitöltött neptuni telér (VÖRÖS et al. 1997, *V. tábla 1. kép*) a platformperem szinszediment tektonikus letörésére utal.

– A Vászolyi Formáció felső szakaszát tufás, dolomitosodott mészkő és agyagosodott tufa váltakozásából álló rétegsor alkotja, amely a réteg szerint gyűjtött ammonitesz-együttesek alapján a Trinodosus Zóna Pseudohungaricum Szubzónájától a Reitzi Zóna legfelső, Avisianum Szubzónájáig, tehát az illyr felső részétől a fassai közepéig terjed (BUDAI & VÖRÖS 1993a; valamint BUDAI & HAAS 1997, Fig. 9.). A rétegsort záró, medencefáciesű mészkőből képződött pados dolomit meghatározhatatlan ammoniteszeket tartalmaz.

Litér, murvabánya

A litéri murvabányát és környékét a Bakony földtani térképezési programja során RAINCSÁK vizsgálta részletesen (PEREGI & RAINCSÁK 1983), a Megyehegyi Dolomit fölött települő tufás-mészkő összletből pedig SZABÓ közölt meglehetősen szegényes ammonitesz faunát (SZABÓ & MAJOROS 1978). Az azóta eltelt időszak intenzív bányaművelésének eredményeként a kőfejtő lényegesen megváltozott az akkori állapotokhoz képest, a kéziratokban ábrázolt szelvények ma már alig rekonstruálhatók.

A bánya művelés alól felhagyott Ny-i részén két kisebb bányaudvar tárja fel a Megyehegyi (Tagyoni) Dolomitra települő medencefáciesű ladin rétegsort a Budaörsi Dolomit platformjának közbetelepülő progradációs ékeivel, majd az afölött következő Budaörsi Dolomittal (*4. ábra*).

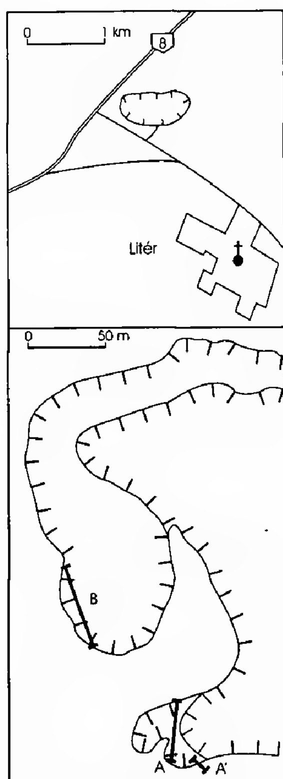
A déli bányaudvarban (*4. ábra, A*) a Megyehegyi (Tagyoni) Dolomitra éles határral települ a Vászolyi Formáció (sensu VÖRÖS et al. 1997). A rétegsor bázisát laterálisan kiékelődő rétegekkel jellemzett, filamentumos dolomit alkotja, amely fölött halványlila, mállott tufa, dolomitosodott krinoideás mészkő, szürkéslila tufa, tufás dolomit váltakozása következik mintegy 2 m vastagságban. A rétegsor felső szakaszát vöröseslila, illetve vörös tufa, meszes tufahomokkő és zöld bentonitosodott tufa váltakozása építi fel (*I. tábla, 1. kép*). A Vászolyi Formációból korjelző ősmaradvány a déli bányaudvarból nem került ugyan elő, azonban az északi bányaudvar fölötti dózerolt területen (a magasfeszültségű távvezeték alatt) a Budaörsi Dolomittal tektonikusan érintkező vörös és sárga tufás mészkő

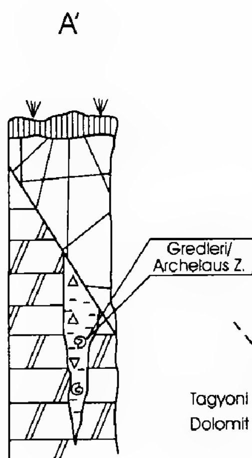
a benne talált *Parakellnerites rothpletzi* alapján a Reitzi Zóna legfelső, Avisianum Szubzónájába sorolható (VÖRÖS 1998, p. 51).

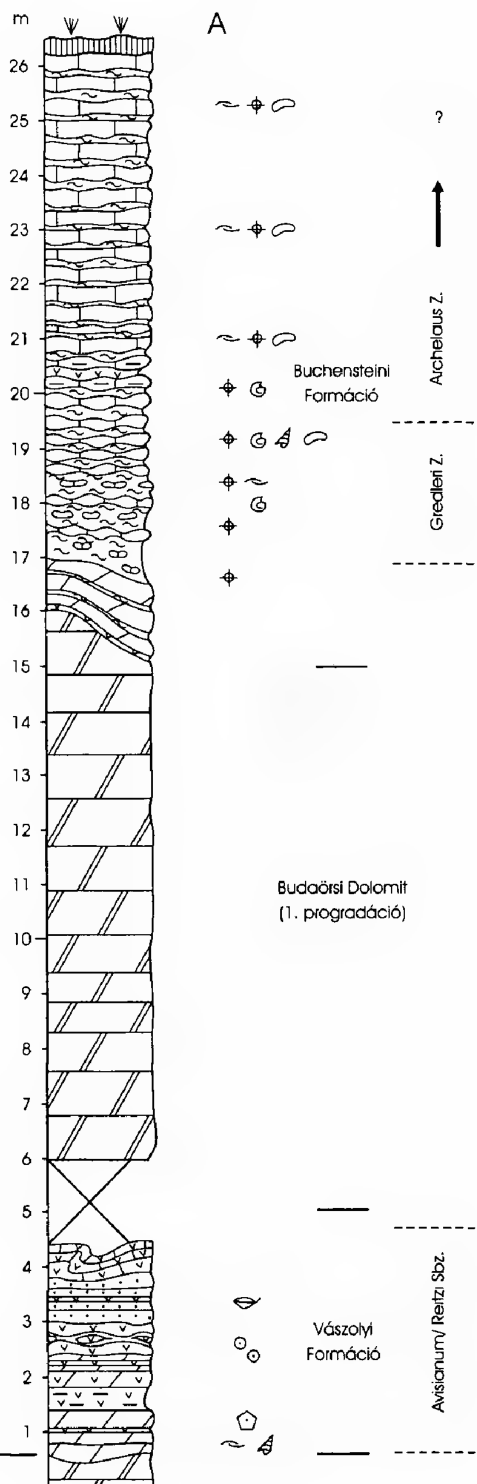
A déli bányaudvarban a Vászolyi Formáció fölött – egy rövid, feltáratlan szakaszt követően – erősen összetört, mintegy 10 m vastag, jól rétegzett, pados dolomit, majd a Buchensteini Formáció szürke, gumós, kovás mészkő és sötétszürke márga váltakozásából álló rétegsora következik (*I. tábla, 2. kép*). A gumós mészkő oldási maradéka nagy mennyiségben tartalmaz filamentumokat, emellett nagy számban kerültek elő ostracodák (némely rétegből több ezer példány). A héjak kovásodása következtében az ostracoda-teknők legfinomabb díszítései is tökéletesen megőrződtek. A Bairdia- és Hungarella-félék mellett nagyon magas volt az erősen díszített típusok, és a közel gömb alakú Polycope-félék aránya, sőt, egyes rétegekben az 50%-ot is meghaladta. Az ostracoda együttes részletes feldolgozása jelenleg folyamatban van (MONOSTORI in prep.), az előzetes faunalista a következő: *Acanthoscapha veghae, Acratia goemoeryi, A. triassica, Healdia (Healdia) felsoeoersensis, Monoceratina* sp.?, *Nagyella longispinosa, Polycope hungarica, P. ladinica, P. levis.* Érdekessége a faunaképnek az a néhány rákpáncél-töredék (Tanaidaceae), amely világviszonylatban is ritkaságnak számít a triászban (HANNIBAL J. szóbeli közlése, Cleveland Museum of Natural History). Foraminiferák (Lenticulina, Ophthalmidium, Pseudonodosaria, Tolypammina, Turriglomina, Turritellella) változó mennyiségben mindegyik mintában megtalálhatók voltak, emellett elvétve néhány szivacstű, embrionális ammonitesz, és juvenilis csiga váza is előfordult. Néhány rétegből tömegesen került elő radiolaria (*Entactinosphaera* sp. *Hungarosaturnalis* spp., *Muelleritortis cochleata, Muelleritortis* cf. *nobilis, Pseudostylosphaera* sp., *Karnospongella* sp., *Rhopalodyctium* sp., *Ruesticyrtium* sp., *Tritortis* sp.), az együttes egyértelműen középső-longobárd kort jelez. Ebből a szelvényszakaszból – a többszöri végigkalapálás ellenére – mindössze néhány Arcestes-féle ammoniteszt sikerült gyűjteni.

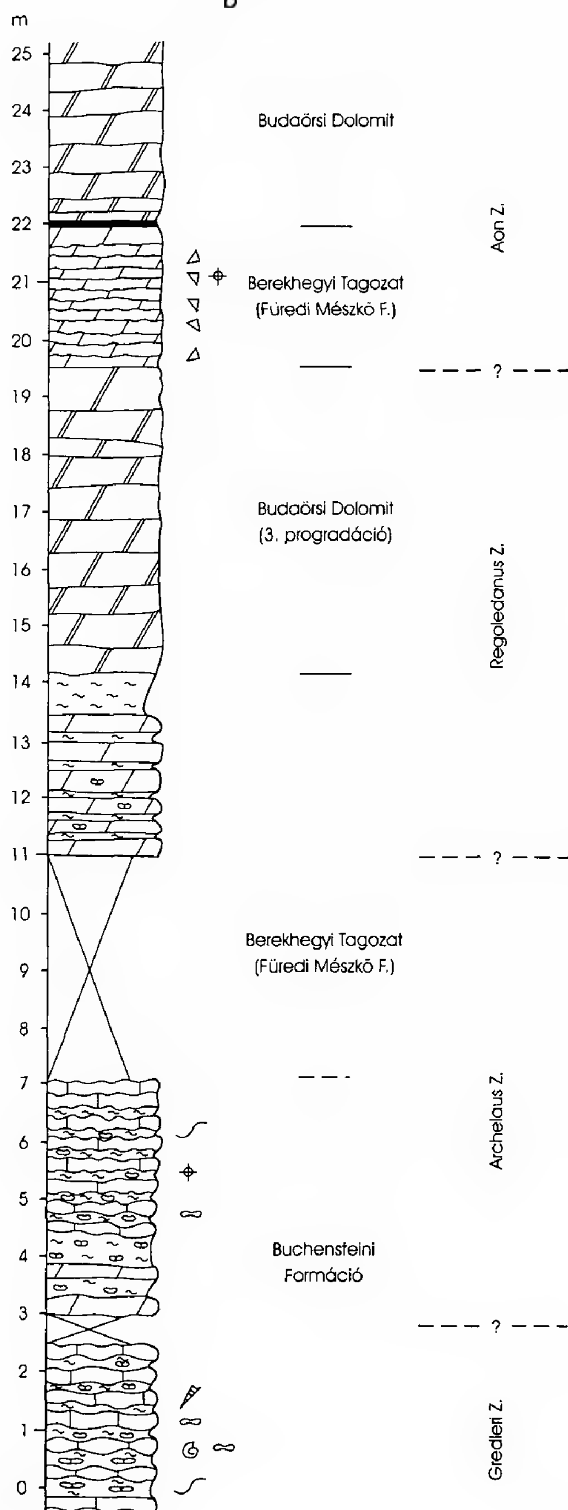
A bányaudvar déli falán feltárt Megyehegyi (Tagyoni) Dolomitban egy felfelé enyhén szélesedő, közel függőleges üreg látható, amelyet zöldesszürke, agyagosodott tufa tölt ki (*4. ábra, A*). A benne található klasztok, valamint a nagy mennyiségben előforduló ammonitesz-kőbelek anyagát sötétszürke dolomitosodott mikrit alkotja. A gazdag fauna-együttest az Arcestes alakkörbe tartozó egyedek uralják, a szintjelző értékű taxonok a középső-longobard Gredleri és Archelaus Zónába tartoznak (VÖRÖS 1998): *Eoprotrachyceras pseudoarchelaus, Protrachyceras gredleri, P. longobardicum, Arpadites arpadis, Proarcestes subtridentinus, Joannites* sp. Az agyagos tufával kitöltött hasadékot a falban felfelé vető metszi el, így kapcsolata a rétegsor fiatalabb szintjeivel nem észlelhető a feltárásban. A benne talált ammonitesz-fauna és a szemközti falban feltárt gumós mészkő ősmaradvány-együttesének egykorúsága azonban egyértelműen igazolja, hogy az üreget kitöltő anyag a fedő Buchensteini Formációból származik.

Az északi bányaudvar szelvényében (*4. ábra, B*) a Buchensteini Formáció felső szakaszát alkotó, erősen gumós, féregjáratos, márgaközös mészkő és mészkőgumós márga tanulmányozható, amelynek alsó rétegeiből *Protrachyceras gredleri* került elő (VÖRÖS 1998). Efölött – egy törmelékkel fedett szelvényszakaszt követően – a dolomitosodott Berekhegyi Mészkő T. (Füredi F.) tűzkőgumós padjai


0 1 km
8
Litér
0 50 m
B
A
A'


A'
Gredleri/
Archelaus Z.
Tagyoni
Dolomit


A
m
26
25
24
23
22
21
20
19
18
17
16
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
?
Buchensteini
Formáció
Archelaus Z.
Gredleri Z.
Budaörsi Dolomit
(1. progradáció)
Vászolyi
Formáció
Avisianum/ Reitzi Sbz.



4. *ábra*. A litéri murvabánya anisusi–alsó-karni rétegsora a déli (A, Á), és az északi bányaudvar szelvénye (B) alapján. Jelmagyarázat: 1. platform fáciesű dolomit; 2. dolomitosodott medencefáciesű mészkő; 3. tufás dolomit; 4. mállott, agyagosodott tufa; 5. flázeresen rétegzett tufa; 6. meszes kötésű tufahomokkő; 7. tufás mészkő; 8. gumós, kovás, márgaközös mészkő; 9. mészkőgumós márga; 10. neptuni telér; 11. vörösagyag (paleotalaj); 12. litoklaszt, plasztoklaszt; 13. pizoid, tűzkőgumó; 14. krinoidea, brachipoda; 15. ammonitesz, Coleoidea; 16. filamentum, csiga; 17. féregjárat; 18. radiolária, ostracoda; 19. erősen tektonizált szelvényszakasz

Fig. 4 Stratigraphic column of the Anisian to Lower Carnian formations in the southern (A, Á) and northern (B) pit of the quarry near Litér. Legend: 1 platform dolomite; 2 dolomitized limestone of basin facies; 3 tuffitic dolomite, 4 weathered tuff; 5 flaser-bedded tuff; 6 calcareous tuff-sandstone; 7 tuffitic limestone; 8 nodular, siliceous limestone with marl intercalations; 9 marl with limestone nodules; 10 neptunian dyke; 11 paleosol; 12 lithoclasts, plasticlasts; 13 pisoids, chert nodules; 14 crinoids, brachiopods; 15 ammonoids, coleoids; 16 filaments; gastropods; 17 burrows; 18 radiolarians, ostracods; 19 heavily tectonized part of the section

váltakoznak márgarétegekkel. Feltehetően ebből a rétegcsoportból származik a bányaudvar törmelékében talált hatalmas *Protrachyceras ladinum* (Archelaus Zóna, VÖRÖS 1998). Az efölött települő Budaörsi Dolomit platformkarbonátjába betelepülve ismét megjelenik a medencefáciesű Berekhegyi Tagozat vöröses szürke, jól rétegzett, vörös márgaközökkel tagolt, litoklasztos, dolomitosodott mészkő formájában (*II. tábla, 1. kép*), amely alsó-karni radiolariákat tartalmazott (*Palaeosaturnalis triassicus*).

A déli bányaudvarban feltárt, mállott vulkanittal kitöltött hasadék genetikájának megítélésénél alapvető kérdés az üreg kialakulásának és a kitöltődés körülményeinek a tisztázása. A karsztos eredetet (ti. a szubaerikus környezetben történt kialakulást) nem tartjuk valószínűnek – annak ellenére, hogy az üreg falát vasas (ankerites) bekérgezés borítja – a következő megfontolások alapján:

– A Megyehegyi platform paleokarsztos kitöltéseként akkor lenne értelmezhető az üreg, ha abban a közvetlen fedő medencefácies (ti. a Vászolyi Formáció) üledéke lenne csapdázódva. Ehelyett a kitöltő anyagban kizárólag a Buchensteini Formáció lényegesen fiatalabb, a fedő rétegsorban több ammonitesz-zónával feljebb lévő üledékei ismerhetők fel. A Protrachyceras és Arpadites példányok többségének kitöltő anyaga szürke dolomitosodott mikrit, egy részüket viszont mállott vulkanit tölti ki.

– A kőfejtő által feltárt rétegsor részletes feldogozása alapján nyilvánvaló, hogy a Megyehegyi platform késő-anisusi elöntését követő és a Budaörsi platform kora karni kiépülését megelőző időszak során az üledékképződés pelágikus medencében, folyamatosan folyt. A terület hosszabb-rövidebb idejű szárazra kerülése és karsztosodása tehát csak a karni platform kialakulását követően valószínűsíthető, az üreget kitöltő üledék azonban egyveretű pelágikus fáciesű, abban szubaerikus mállásra utaló bélyegek nem ismerhetők fel.

Véleményünk szerint az üreg egy neptuni telér, amely tektonikus hatásra nyílt fel és töltődött ki a mésziszap és tufa rétegekkel borított tengerfenék még konszolidálatlan, ammonites kőbeleket tartalmazó anyagával a longobard közepén. Ezt támasztja alá az a tény, hogy a nagy mennyiségben gyűjtött ammonitesek egyetlen zónából származnak, és a fauna összetétele (a mélyebb vízinek tekintett Arcestes-féle ammonitesek elsöprő túlsúlya, VÖRÖS 1996) a ladin korszak legnagyobb vízmélységét jelzi. A vörös, gumós mészkő a Gredleri Zóna felső szintjében ugyancsak tartalmaz vékony tufa-betelepüléseket a nemesvámosi Katrabóca szelvényében (VÖRÖS 1998).

Hajmáskér, Berek-hegy

A hajmáskéri Berek-hegy ladin–karni rétegsora a 8-as műútnak a Sóly–hajmáskéri elágazástól nyugatra lévő bevágásában, valamint az attól északra lévő fejtőben tanulmányozható (SZENTES 1951; SZABÓ 1990; HAAS & BUDAI 1997; HAAS et al. 2000).

A Megyehegyi Dolomittól a Budaörsi Dolomitig terjedő rétegsort a műúttól É-ra mélyült Hajmáskér Hmt–3 jelű térképező fúrás tárta fel. A vázlatos dokumentáció szerint a Megyehegyi Dolomit fölött települő mintegy 8 m vastag összlet a Vászolyi Formációba sorolható, amelynek bázisát 20 cm vastag, szürke,

krinoideás mészkő alkotja, fölötte vörös, illetve zöld, bentonitosodott tufa következik 1,6 m vastagságban. Erre települ az a mintegy 3 m vastag, halványvörös, illetve sárgásbarna, tufás, krinoideás mészkő, amelyből a fúrás dokumentálása során meglehetősen gazdag, a Reitzi Zóna legfelső, Avisianum Szubzónájába sorolható ammonitesz-együttes került elő (VÖRÖS 1993, 1998): *Hungarites arthaberi, Hungarites mojsisovicsi, Longobardites breguzzanus, Aplococeras laczkoi, Latemarites conspicuus*. A Vászolyi Formáció mintegy 3 m vastag mészkővel zárul, és efölött következik az a kb. 14 m vastag dolomit (Budaörsi Formáció), amely a 8-as műút bevágásában is jól tanulmányozható.

A 8-as műút déli oldalában lévő bevágásban a Buchensteini Formáció és a Budaörsi Dolomit kisebb amplitúdójú szerkezeti vonalak mentén többször ismétlődik, a rétegsor a felvett szelvényben kb. 19 m-től fölfelé tekinthető folyamatosnak (*5. ábra, A*). A Vászolyi Formáció felső szakaszába sorolható a Budaörsi Dolomit feküjében települő világos sárgásszürke, pados, gumós, márgás rétegfelszínekkel tagolt, dolomitosodott, bioklasztos mészkő (19–24,5 m között). A Budaörsi Dolomitot jól rétegzett pados dolomit alkotja (*II. tábla, 2. kép*), amelyben a rétegzéssel párhuzamosan orientált üregek figyelhetők meg. A fölötte települő Buchensteini Formációt zöldes- vagy vörösesszürke, pados, gumós, márgaközös mészkő; tűzköves, tufaközös mészkő; vörös, agyagos mészkő; valamint tufa és agyagosodott tufit képviseli. Az útbevágás különböző szakaszaiból kerültek elő daonellák és ammoniteszek a Buchensteini Formáció rétegeiből (pl. *Eoprotrachyceras ? steinmanni*, VÖRÖS 1998) – többnyire visszaoldott kőbelek formájában, amelyek a felső-ladin (longobard) alemelet Archelaus Zónájába tartoznak. Az újabb gyűjtések során talált *Eoprotrachyceras* ? cf. *pseudoarchelaus, Protrachyceras* cf. *laczkoi* és *Detoniceras* sp. szintén az Archelaus Zónára utalnak, de a Gredleri Zóna jelenléte sem zárható ki.

A Buchensteini Formáció felső szakaszán néhány méter vastagságban jól rétegzett, szürkészöld mállott tufarétegekkel váltakozó dolomit települ. Efölött gumós vörös mészkő következik, amelyben felfelé egyre nagyobb mennyiségben jelenik meg a 2–4 mm-es szemcseméretű biogén törmelék. Gyakoriak a féregjáratok és a talpnyomok, emellett vékonyhéjú kagylók és Arcestes-féle ammo-

5. ábra. → A hajmáskéri Berek-hegy (A) és a sólyi Őr-hegy (B) ladin–alsó-karni rétegsora a 8-as műút bevágásában. Jelmagyarázat: a. a Veszprémi-feltolódás; b. horizontális vető; c. alluvium; d. földtani szelvény; e. a Berekhegyi Mészkő alapszelvénye; A–C részletesen vizsgált szelvények: A – Berek-hegy (útbevágás); B – Őr-hegy (útbevágás); C – Őr-hegy (VÖRÖS 1998 szelvénye). Rövidítések: ${}^{M}T_2$ – Megyehegyi és Tagyoni Dolomit összevontan; ${}^{b}T_2$ – Vászolyi F. + Buchensteini F.; ${}^{fü}_{b}T_2$ – Füredi Mészkő F. Berekhegyi T.; ${}^{bö}T_{2-3}$ – Budaörsi Dolomit F.; 1. platform fáciesű dolomit; 2. dolomitosodott medencefáciesű mészkő; 3. krinoideás mészkő; 4. gumós mészkő; 5. vékonyréteges mészkő; 6. márga; 7. mészkőgumós márga; 8. agyag; 9. tufa, tufit; 10. vadózus pizoid, Dasycladacea; 11. plasztoklaszt, tűzkőgumó; 12. kagyló, ammonitesz; 13. csiga, féregjárat; 14. gradált rétegzés; 15. neptuni telér;

Fig. 5 → Ladinian to Lower Carnian sequence of the Berek Hill near Hajmáskér(A) and of the Őr Hill near Sóly (B) in the road-cut of the main road no. 8. Legend: a the Veszprém overthrust; b strike-slip fault; c alluvial sediments; d geological profiles; e type-section of Berekhegy Limestone; A–C: investigated sections: A – Berek Hill (road-cut); B – Őr Hill (road-cut); C – Őr Hill (section of VÖRÖS 1998); 1 platform dolomite; 2 dolomitized limestone of basin facies; 3 crinoidal limestone, 4 nodular limestone; 5 thin-bedded limestone; 6 marl; 7 marl with limestone nodules; 8 clay; 9 tuff, tuffite; 10 vadose pisoids, Dasycladacea; 11 plasticlasts, chert noduls; 12 Bivalves, ammoniods; 13 gastropods, burrows; 14 graded layers; 15 neptunian dyke;

Budaörsi Dolomit (1. progradáció)

Vászolyi Formáció

Buchensteini Formáció

Budaörsi Dolomit (1. progradáció)

Buchensteini Formáció

Gredleri/ Archelaus Z.

A

m

Buchensteini Formáció

Gredleri/ Archelaus Z.

Hajmáskér

Hmt–3

A

B

C

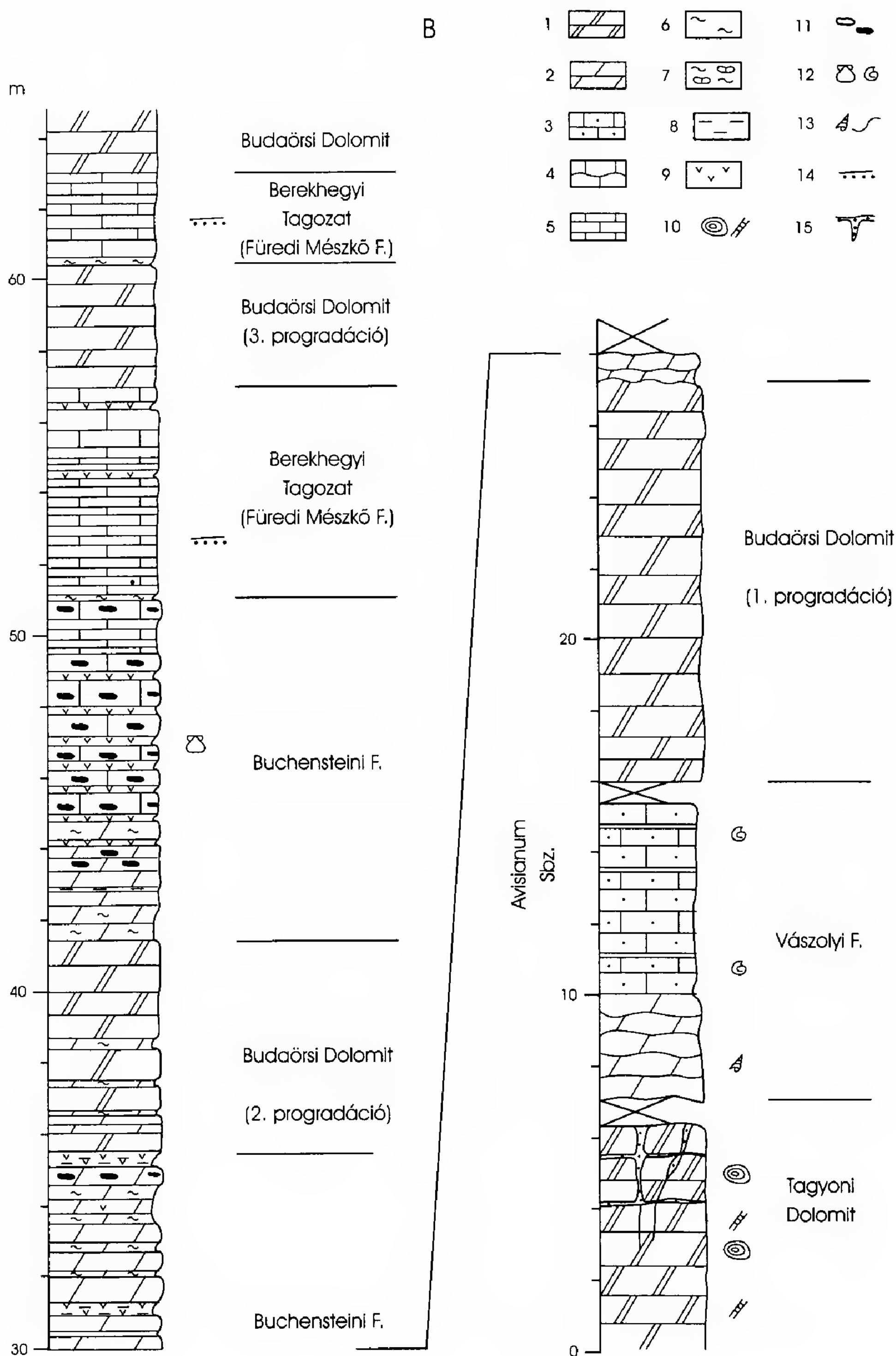
Őr-hegy

Berek-hegy

Sóly

0 400 m

a b c d e


B
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
m
Budaörsi Dolomit
Berekhegyi Tagozat (Füredi Mészkő F.)
60
Budaörsi Dolomit (3. progradáció)
Berekhegyi Tagozat (Füredi Mészkő F.)
50
Buchensteini F.
40
Budaörsi Dolomit
(2. progradáció)
Buchensteini F.
30
Avisianum Sbz.
Budaörsi Dolomit
(1. progradáció)
20
Vászolyi F.
10
Tagyoni Dolomit
0

niteszek is előfordulnak. A rétegsor csapása fokozatosan befordul az útbevágás irányába, és a Buchensteini Formációt a fölötte települő Berekhegyi Mészkő váltja fel. Az 5–8 cm vastagságú világosszürke biokalkarenit-rétegeket féregjáratok, apró csiga és brachiopoda vázak jellemzik, nem ritkák a szenesedett növénymaradványok sem. A Berekhegyi Mészkövet és az azt fedő Budaörsi Dolomitot feltáró kőfejtő alapszelvényét (SZABÓ 1990) HAAS et al. (2000) feldolgozása részletesen tárgyalja.

Sóly, Őr-hegy

A Séd völgyétől K-re emelkedő sólyi Őr-hegy középső-triász rétegsorát a 8-as műút bevágása tárja fel (*5. ábra, B*). A legidősebb feltárt képződmény a Tagyoni Dolomit, amelynek vastag padjaiban gyakoriak a Dasycladacea metszetek és a több centiméteres kérgezett szemcsék (vadózus pizoidok). A platformkarbonát összletet több generációs telérrendszer járja át (akárcsak a szentkirályszabadjai kőfejtőben), amelyen belül kétféle kitöltés különíthető el: krinoideás–litoklasztos vörös, valamint sötétszürke mikrites mátrixú. A telérek részben metszik a rétegeket, részben azok közé is ékelődnek.

A Tagyoni Dolomitra települő Vászolyi Formáció alsó szakaszát 3–4 m vastag szürke, gumós, dolomitosodott mészkő, a fölötte következő rétegsort sárgásbarna, krinoideás, tufás mészkő, és agyagosodott tufa váltakozása alkotja. A mészkőből gyűjtött ammonitesz-együttes (*Hungarites* cf. *arthaberi, Latemarites* cf. *conspicuus, Latemarites* cf. *latemarensis, „Megaceratites"* cf. *friccensis*) a Reitzi Zóna legfelső, Avisianum Szubzónáját jelzik (VÖRÖS 1998).

A Vászolyi Formáció felett a Budaörsi platform első progradációs éke következik, amelyet rosszul rétegzett dolomit épít fel. Efölött települnek a Buchensteini Formáció jól rétegzett, pados, dolomitosodott mészkő rétegei, amelyek tufittal és tufás dolomitos márga vékony rétegeivel váltakoznak mintegy 5–6 m vastagságban. Az összlet felső szakaszán a dolomit sötétszürke tűzkőgumókat tartalmaz.

A Buchensteini Formáció dolomitosodott összletére a Budaörsi Dolomit második progradációs éke következik mintegy 6 méter vastagságban. Alsó szakaszán a padok agyagos dolomit vékony közbetelepüléseivel váltakoznak, felfelé ezek kimaradásával a dolomit vastagpadossá válik. Ez a rétecsoport a Berek-hegy szelvényében a Buchensteini Formáción belül települő, jól rétegzett dolomitnak felelhet meg (*5. ábra A*, 48–54 m).

A Budaörsi Dolomit felett a Buchensteini Formáció rétegsora alul márgás, feljebb pados, tűzköves dolomit és zöldesszürke vagy halványzöld tufa váltakozásából áll. Felfelé a vulkanit mennyisége növekszik a rétegsorban, a fehér vagy halványzöld, biotitos tufa világosszürke, gumós, tűzköves pados mészkővel és lemezes, kovás mészkővel váltakozik.

A Buchensteini Formációra a vékonypados-táblás Berekhegyi Mészkő települ, amely bio- és litoklasztokból álló, gradált, allodapikus mészkő és márga-rétegek ritmusos váltakozásából épül fel. A rétegcsoportot a Budaörsi Dolomit vékony, mintegy 2–3 m vastag közbetelepülése osztja ketté.

Az Őr-hegy DNy-i oldalában létesített mesterséges feltárás (*5. ábra, C*) a fenti rétegsor alsó, a Megyehegyi Dolomit tetejétől a Budaörsi Dolomit első „progradációs nyelvéig" terjedő szakaszát tárja fel. A Vászolyi Formáció rétegsorának és ammonitesz-együttesének részletes ismertetését VÖRÖS (1998) publikációja tartalmazza.

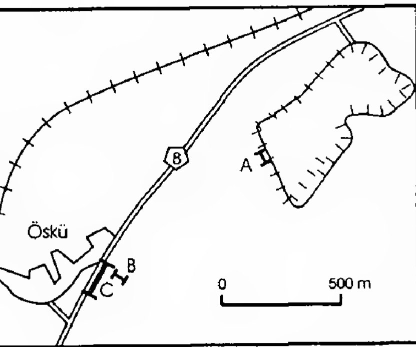
Öskü

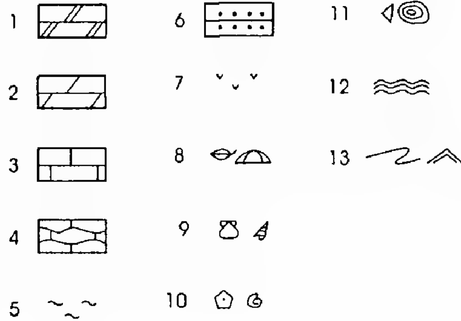
A Veszprémi-fennsík ÉK-i peremének középső-triász rétegsora a 8-as műút szélesítése során létesített bevágások, valamint az ösküi murvabánya DNy-i részén feltárt szelvény alapján rekonstruálható (*6. ábra*). A Megyehegyi Dolomitra éles határral települő Vászolyi Formáció alsó szakasza a murvabánya DNy-i falában hasonló kifejlődésű, mint a litéri kőfejtőben (*6. ábra, A*). A bányafal fölötti dózerolt területen felszínre bukkanó tufás mészkő gazdag, magas diverzitású ősmaradvány-együttest tartalmaz. A vörös vagy sárgásszürke mészkő egyes rétegei kőzetalkotó mennyiségben tartalmaznak krinoidea váztöredékeket, emellett gyakoriak a szokatlanul nagytermetű brachiopodák (PÁLFY J. szóbeli közlése): *Piarorhynchella trinodosi, Sinucosta* cf. *pectinata, Mentzelia mentzeli, Tetractinella trigonella, Angustothyris*? sp. A sekélytengeri faunát emellett apró tornyos csigák, echinoideák, változatos alakkörbe tartozó kagylók, valamint különböző bekérgező szervezetek jellemzik (*III. tábla, 1. kép*). A szórványosan előforduló ammoniteszek alapján (*Longobardites* cf. *breguzzanus, Hungarites* cf. *arthaberi, Parakellnerites* sp.) a rétegsor a Reitzi Zóna Avisianum Szubzónájába sorolható (VÖRÖS 1998, p. 52.).

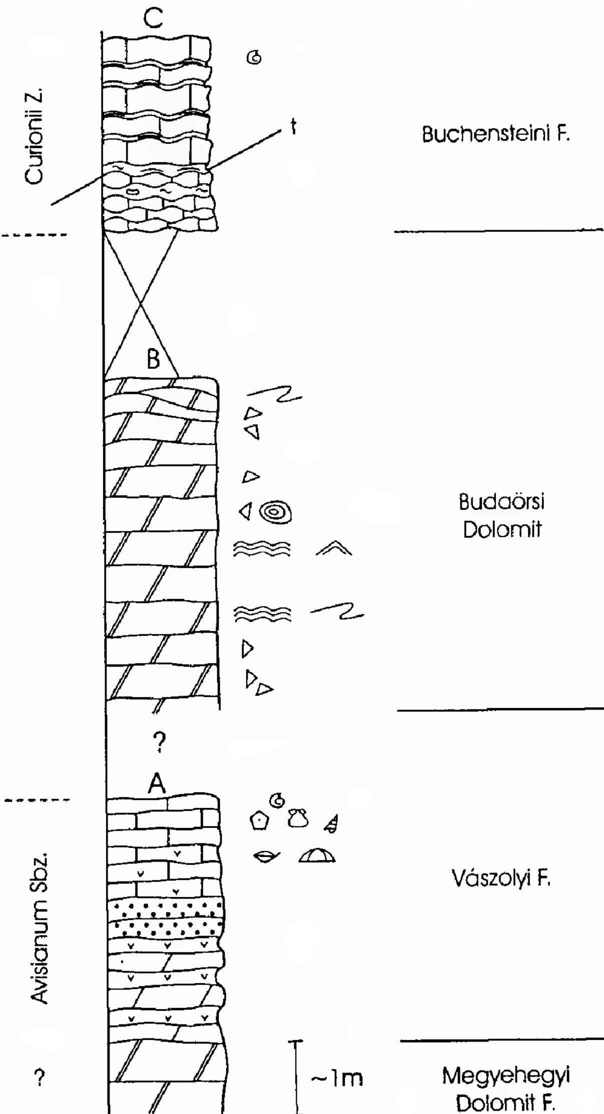
Ugyancsak durva, több cm vastagságú krinoidea vázelemeket kőzetalkotó mennyiségben tartalmazó mészkő található a falu és a murvafejtő között, a 8-as műúttól DK-re lévő dózerolt területen. Hans HAGDORN (Muschelkalkmuseum, Ingelfingen) szóbeli közlése szerint a gyakran szokatlanul vastag nyél- és karízek alapján (*III. tábla, 2. kép*) a következő fajok azonosíthatók: *Encrinus* cf. *aculeatus, E.* cf. *granulosus, E.* cf. *cancellistriatus, Holocrinus dubius, Eckicrinus radiatus.* HAGDORN szerint ehhez a tipikus Ny-tethysi, pelsoi–kora-illyr korú faunához hasonló ismert az Északi-Mészkőalpokból, a Déli-Alpok több területéről, valamint a Germán-medence K-i részéről és a Mecsekből. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a krinoideás mészkőből előkerült ammoniteszek (*Parakellnerites* cf. *rothpletzi*) lényegesen fiatalabb, kora-ladin kort jeleznek (Avisianum Szubzóna).

A 8-as műúttól D-re emelkedő domb (*6. ábra, B*) kisebb fejtője jól rétegzett, pados dolomitot tár fel. A szelvény alsó szakaszán breccsapadok települnek, amelyet felfelé algaszőnyeges, lemezes dolomit vált fel. Egyes szintekben jellemzőek a csuszamlásra utaló szerkezetek, a teepee-szerkezetek és az elmosási felszínek (*IV. tábla, 1. kép*). A közbetelepülő szubtidális rétegekben szórványosan csövesalgák és onkoidok figyelhetők meg. Települési helyzete alapján a dolomit a Budaörsi-platform középső-ladin progradációs ékeként értelmezhető, fáciese alapján a progradáló lejtő platformközeli részéhez tartozhat.

A 8-as műútnak az ösküi leágazásnál lévő déli bevágása (*6. ábra, C*) a Buchensteini Formáció gumós mészkövét tárja fel (Nemesvámosi Tagozat). Az úttal közel párhuzamos csapású rétegsor alsó szakaszát vörös, agyagos gumós







6. ábra. Öskü környékének középső-triász rétegsora. Jelmagyarázat: 1. platform fáciesű dolomit; 2. dolomitosodott medencefáciesű mészkő; 3. mészkő; 4. gumós, agyagközös mészkő; 5. márga; 6. tufahomokkő; 7. tufa, tufit; 8. brachiopoda, echinoidea; 9. kagyló, csiga; 10. krinoidea, ammonitesz; 11. litoklaszt, onkoid; 12. algaszőnyeg; 13. slump, teepee; A–C földtani szelvény

Fig. 6 Middle Triassic sequence of the Öskü area. Legend: 1 platform dolomite; 2 dolomitized limestone of basin facies; 3 limestone, 4 nodular limestone; 5 marl; 6 tuff-sandstone; 7 tuff, tuffite; 8 brachiopods, echinoids; 9 bivalves, gastropods; 10 crinoids, ammonoids; 11 lithoclasts, oncoids; 12 algal mat; 13 slump, teepee; A–C geological profiles

mészkő alkotja. A fölötte települő világosszürke vagy halvány-vörös, pados, kovás, gumós mészkő ritmusosan váltakozik zöldesszürke, mészkőgumós márgával (*IV. tábla, 2. kép*). A mészkőből előkerült ammonitesz-együttes (*Eoprotrachyceras* cf. *curionii, Eoprotrachyceras* cf. *recubariense, Eoprotrachyceras* cf. *rieberi*) a felső-fassai Curionii Zónába tartozik (VÖRÖS 1998). A műúttól É-ra ugyanez a világos sárgásszürke, pados, gumós mészkő bukkan felszínre, amely fölött közvetlenül a Budaörsi Dolomit települ (utóbbit a falu gázvezetékének fektetésekor végzett árkolás alkalmával észleltük).

* * *

A fentiekben bemutatott szelvények alapján a következő tendenciák ismerhetők fel az anisusi közepétől a karniig terjedő rétegösszleten belül (*7. ábra*):

– A Balaton-felvidék középső-anisusi (pelsoi) medencefáciesét (Felsőörsi F.) a Veszprémi-fennsíkon ciklusos felépítésű platformkarbonát helyettesíti heteropikusan (Tagyoni Dolomit).

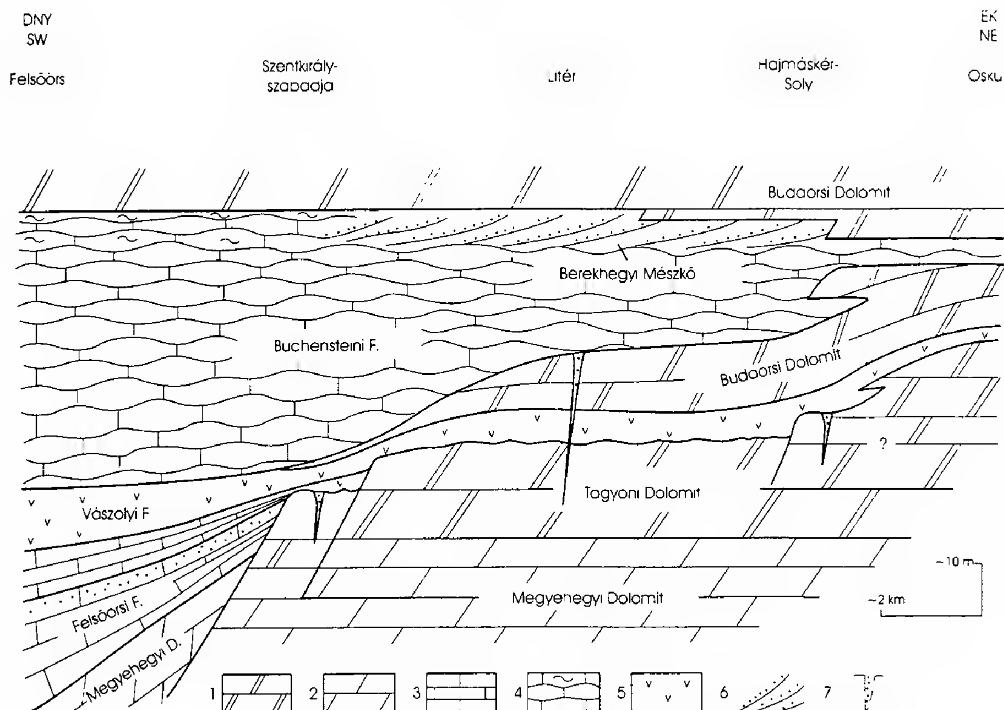
– A Veszprémi-fennsík platformjának DNy-i peremén a medencefáciesű fedő rétegsor (Vászolyi Formáció) az illyr alemelet felső (Camunum Szubzóna), míg attól ÉK-re a fassai alemelet alsó szakaszába tartozik (Reitzi Szubzóna). Az anisusi platform szinszediment extenziós tektonika hatására végbement feldarabolódására a szentkirályszabadjai és a sólyi szelvény neptuni telérei utalnak. A platformot alkotó Lofer-ciklusos dolomit rétegtani terjedelme bizonytalan, fedője alapján felnyúlhat akár az alsó-ladinba is. Jelenlegi ismereteink szerint azonban a Veszprémi-fennsíkon nem igazolható (legfeljebb valószínűsíthető) a megléte a Dolomitokban ismert felső-anisusi (Contrin Formáció), illetve alsó-ladin platform („lower edifice") megfelelőjének (GAETANI et al. 1981, DE ZANCHE et al. 1995).

– A Vászolyi Formáció a platformperemtől ÉK felé egyre sekélyebb vízi fáciesben fejlődött ki, az ösküi durva krinoidit, a szokatlanul nagytermetű brachiopodák és a nagy diverzitású sekélytengeri ősmaradvány-együttes jól átvilágított, nagy energiájú sziklás aljzatot jelez.

– A Budaörsi Dolomit legalsó közbetelepülése a ladin medencefáciesű rétegsorban a fassai közepére tehető (Secedensis Zóna). Szentkirályszabadján a benne megfigyelt néhány ammonitesz utólag dolomitosodott medencefáciesre utal, Litér és Sóly környékén azonban már sekélyvízi, Öskünél pedig algalaminites lagúnafácies jellemzi.

– A Buchensteini Formáció vastagsága a Balaton-felvidéki medencétől a platform belseje felé csökkenő tendenciát mutat. Rétegtani kiterjedése a medence területén a középső-fassaitól (Secedensis Zóna) a középső-longobárdig terjed (Archelaus Zóna), Öskünél már csak a Curionii Zónára korlátozódik. Az ÉK-i platform felé egyre több és vastagabb progradációs nyelv települ a pelágikus mészkő rétegösszletbe, Hajmáskérnél és attól ÉK felé pedig a formáció felső szakaszának fáciese is fölfelé sekélyülő tendenciát mutat.

– A Budaörsi-platform lejtőlábi fáciese, a Berekhegyi Mészkő (felső-ladin, Regoledanus Zóna) a Balaton-felvidéki medence peremén (Felsőörs) még nem típusos, Litértől Sólyig jellegzetes (allodapikus platformtörmelékből álló gradált rétegsor), attól ÉK felé kiékül. A Berekhegyi Mészkő „időtranszgresszív" képződmény, a Budaörsi Platform időben előrehaladó előrenyomulásának



7. *ábra.* A középső-triász platform- és medencefáciesű képződmények kapcsolata a Veszprémi-fennsík és a Balaton-felvidék között. Jelmagyarázat: 1. platformkarbonátok; 2. karbonátos rámpafácies; 3. hemipelágikus medencefáciesek; 4. eupelágikus medencefáciesek; 5. vulkanitok; 6. platformlejtőn áthalmozott üledékek; 7. neptuni telér

Fig. 7 Connection of Middle Triassic platform carbonates and basin facies between the Veszprém Plateau and the Balaton Highland. Legend: 1 platform carbonates; 2 carbonate ramp facies; 3 hemipelagic basin facies; 4 eupelagic basin facies; 5 volcanites; 6 allodapic sediments of platform slope; 7 neptunian dyke

megfelelően ez a fácies a Balaton-felvidék karni medencéjének területén az alsó-karni Füredi Mészkő felső szakaszára jellemző (BUDAI & DOSZTÁLY 1990).

– A Veszprémi-fennsík karni platformjának felépítéséről viszonylag kevés adat áll rendelkezésre a részletesen vizsgálható szelvények hiányában. A vilonyai Sukori-hegy kőfejtőiben feltárt dolomit jól fejlett Lofer ciklusokból épül fel: a Dasycladacea-s, onkoidos, Megalodus-kőbeleket tartalmazó C-tagok madárszemes, algalamellás, fekete kavicsos B-tagokkal váltakoznak, egyes szintekben A-tagként értelmezhető vörösagyag betelepülésekkel. A dolomit rétegtani helyzete bizonytalan, valószínűleg a karni Sédvölgyi-platformhoz tartozik.

A Bakony ladin és karni platformjainak egymástól történő megbízható elkülönítése a velük egykorú medencefáciesekkel való kapcsolatuk tisztázása alapján lehetséges, akárcsak a Déli-Alpokban. A Dolomitok klasszikus platformjait ezen elvek alapján két kategóriába sorolják, elkülönítve egymástól a késő-ladin vulkanizmust megelőzően, és az azt követően kialakult Schlerni (=Sciliar), illetve Cassian platformokat (BOSELLINI 1991, BOSELLINI et al. 1996; DE ZANCHE et al. 1993).

Ennek a felosztási elvnek az adaptálása esetén a Budaörsi Formációba csak a ladin medencefáciesekkel összefogazódó platformkarbonátok sorolhatók, a Füredi és a Berekhegyi Mészkő fedőjében települő karni platformkarbonátok a Sédvölgyi Formációba tartoznak – beleértve a korábban Budaörsi Formáció felső tagozataként definiált Kádártai Dolomitot is (CSÁSZÁR et al. 1989; HAAS 1993).

Fejlődéstörténet, ősföldrajz

A Veszprémi-fennsík középső- és késő-triász fejlődéstörténete a Balaton-felvidéki medencék szedimentológiai és paleoökológiai vizsgálata során egyes részleteiben (VÖRÖS et al. 1997), illetve szekvencia sztratigráfiai feldolgozások kapcsán (BUDAI & HAAS 1997; HAAS & BUDAI 1999) nagy vonalakban már ismertté vált. A jelen kutatás eredményeinek összefoglalásával ezt a képet igyekszünk a következőkben árnyaltabbá tenni.

A Veszprémi-fennsík tönkfelszínén természetesen nincs lehetőség olyan platform-medence fejlődéstörténeti rekonstrukcióra, mint amilyenek a Dolomitok klasszikus területén születtek (BOSELLINI & ROSSI 1974; BOSELLINI 1984, 1991; BOSELLINI & NERI 1991; BOSELLINI & STEFANI 1991; BOSELLINI et al. 1996; MAURER 2000), ahol a jelenlegi morfológia lényegében az eredeti viszonyokat tükrözi. A platformlejtők, klinoformok, a medence és a platformok kapcsolódásának geometriája ugyan nem rajzolódik ki, a platformok előrenyomulásának, illetve visszahúzódásának időrendje és mértéke azonban meghatározható.

1. Az anisusi medencék kialakulását alapvetően a szinszediment blokk-tektonika határozta meg, a tengerszint eusztatikus változásának hatása alárendelt szerepet játszhatott az üledékképződési tér alakulásában. A Balaton-felvidéki medence felnyílása a pelsoi során játszódott le (Balatonicus Szubzóna), a Megyehegyi Dolomit karbonátos rámpájának normál vetők mentén történt feldarabolódása eredményeként. A billenő mozgással süllyedő blokkok felett félárokok, míg a kiemelt helyzetben maradtak területén kisebb szigetplatformok jöttek létre.

2. A Veszprémi-fennsík nagy kiterjedésű anisusi platformja a Balaton-felvidéki medence felé két lépcsőben szakadt le, a második tektonikus letörés az illyr végére datálható (Camunum Szubzóna). A két tektonikus periódus között eltelt időszak során a platform (legalább egy része) szárazra került és karsztosodott (Trinodosus Szubzóna). Ez az esemény jól korrelálható azzal a nagymértékű lepusztulással, amelyet a Dolomitok és a Karni-Alpok területén a Richthofen Konglomerátum, illetve az Ugovizza Breccsa megjelenése képvisel (DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998).

3. A platform teljes megfulladása a Veszprémi-fennsík területén a kora-fassai során következett be (Reitzi Szubzóna) a vízszint relatív emelkedése következtében. A platform felett kialakult medence DNy-ról ÉK felé fokozatosan sekélyült.

4. A Budaörsi-platform első, a fassai közepén rögzíthető progradációja a Balaton-felvidék medenceterületén nem észlelhető közvetlenül. A Veszprémi-fennsík DNy-i, disztális területén ez a jelenség a medencefáciesű karbonátok

dolomitosodásában jelentkezik („highstand shedding", SCHLAGER 1991), míg a platformhoz közeledve a progradációs ék fáciese ÉK felé egyre sekélyebb környezetre utal.

5. A Budaörsi-platform első progradációját követő relatív vízszintemelkedés nyomán eupelágikus medencében folyt a karbonátképződés a fassai végétől a longobard közepéig. A jellegzetes („psychrosphaerikus") ostracoda-fauna, valamint az ammonitesz-együttesben az Arcestes-félék túlnyomó dominanciája jelentős, 500 méternél is nagyobb vízmélységet jelez (VÖRÖS 1996). A foraminiferák között található sekélytengeri alakok (Turritellella) ugyanakkor nem túl távoli, egyidős platformról halmozódhattak át. A platformok és a mély medencék ilyen közeli kapcsolata alapján viszonylag meredek, a transzgressziós időszakban felfelé épülő platformperem tételezhető fel, amely a Dolomitok klasszikus ladin platformjaihoz hasonló morfológiára utal (BOSELLINI 1984, 1991).

6. A longobard közepén (Archelaus Zóna) erőteljesen megnőtt a tágulásos tektonikai aktivitás és ezzel egy időben felerősödött a vulkanizmus is, amely jelentős mennyiségű bazaltos lávaömléseket produkált a Dolomitok területén (VIEL 1979; PISA et al. 1980; BOSELLINI 1991; BOSELLINI et al. 1996). A süllyedő (=Balaton-felvidék) és a relatíve emelkedő területek (=Keleti-Bakony) határán lejátszódó blokktektonikus mozgásokra utal a longobard idején a litéri murvabánya mállott tufával kitöltött neptuni telére. Hasonló korú (ammonitesekkel korolt) neptuni telérek a Dolomitok különböző területein is ismertek, többek között a Latemar platformján is (GAETANI et al. 1981; DE ZANCHE et al. 1993).

7. A ladin medence fokozatos sekélyülését (Regoledanus Zóna) a Budaörsi-platform erőteljes előrenyomulása követte a ladin–karni határon. A platform lejtője a Balaton-felvidéki medence területén Felsőörstől DNy-ra ékelődik ki.

8. A karni során a Veszprémi-fennsík platform volt, amelynek kiterjedése messze túlnyúlt a ladin platformon, a Balaton-felvidék sziliciklaszttal feltöltődő karni medencéi felé. A ciklusos felépítésű karbonáttest platformperem mögötti háttérlagúna környezetre utal.

A nagy vonalakban felvázolható őskörnyezeti kép szerint tehát a Balaton-felvidék kisebb „szigetplatformokkal" illetve tengeralatti hátságokkal tarkított medenceterületét ÉK és É felé nagy kiterjedésű platformok szegélyezték a triász középső és késői szakaszában. Ezek a platformok különböző mértékben nyomultak előre illetve húzódtak vissza a relatív tengerszint, valamint a klíma által meghatározott üledékképződési feltételek változásainak megfelelően.

Köszönetnyilvánítás

Jelen dolgozat a T. 014902 számú OTKA projekt kutatási eredményeit foglalta össze, a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BUDAI T.), valamint – részben – a T. 026278. (VÖRÖS A.) és a T. 029797. (HAAS J.) számú OTKA téma támogatásával. A szerzők köszönettel tartoznak Hans HAGDORNnak (Muschelkalkmuseum, Ingelfingen) és PÁLFY Józsefnek (Magyar Természettudományi Múzeum) az ösküi ősmaradványok meghatározásáért, valamint LELKES Györgynek (Magyar Állami Földtani Intézet) a mikrofácies-vizsgálatokért. A szerzők különösen hálásak

SZABÓ Imrének a közös terepbejárások során nyújtott szakmai segítségért és tanácsokért, valamint az részletekre is kiterjedő lektori véleményért.

Irodalom – References

BALOGH, K., DOBOSI, K., GÓCZÁN, F., HAAS, J., ORAVECZ, J., ORAVECZ-SCHEFFER, A., SZABÓ, I. & VÉGH-NEUBRANDT, E. 1983: Report on the activities of the Triassic working-group in Hungary. – *Öster. Akad. Wiss., Schrift. Erdwis. Komm.* 5, 17–36.

BENCE G., MUNTYÁN CS. & SZABÓ I. 1987: Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához. Öskü. – Földt. Int. kiadv. Budapest, 74 p.

BENCE G. & SZABÓ I. 1988: A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat. Öskü. Fedetlen földtani térkép. – Földt. Int. kiadv. Budapest.

BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BÁLINT CS., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ FELVÁRI GY., MAJOROS GY., PEREGI ZS., RAINCSÁK GY., SOLTI G., TÓTH Á. & TÓTH GY. 1990: A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. – Földt. Int. Alkalmi Kiadv., 119 p.

BÖCKH J. 1872: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I. – *Földt. Int. Évk.* **2/2**, 31–166.

BOSELLINI, A. 1984: Progradation geometries of carbonate platforms: example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. – *Sedimentology* **31**, 1–24.

BOSELLINI, A. 1991: Geology of the Dolomites. An introduction. – Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Ortisei, 1–43.

BOSELLINI, A. & NERI, C. 1991: The Sella Platform (Upper Triassic, Dolomites, Italy). – Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Guidebook Excursion B, Ortisei, 3–30.

BOSELLINI, A. & ROSSI, D. 1974: Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. – In: LAPORTE, L. F. ed.: Reefs in time and space. – *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publs.* **18**, 209–233.

BOSELLINI, A. & STEFANI, M. 1991: The Rosengarten: A platform-to-basin carbonate section (Middle Triassic, Dolomites, Italy). – Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Guidebook Excursion C, 3–24.

BOSELLINI, A., NERI, C. & STEFANI, M. 1996: Geologia delle Dolomiti. Introduzione Geologica. Guida alla Escursione Generale. – *Soc. Geol. Ital.* 120 p.

BUDAI T. 1991: Újabb adatok Felsőörs környékének geológiai felépítéséről. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1989**, 17–33.

BUDAI, T. 1992: Middle Triassic formations of the Balaton Highland and of the Southern Alps. Stratigraphic correlation. – *Acta Geol. Hung.* **35/3**, 217–236.

BUDAI T. 1993: Megyehegyi Dolomit Formáció, Tagyoni Mészkő Formáció, Felsőörsi Mészkő Formáció, Buchensteini Formáció, Füredi Mészkő Formáció. – In: HAAS J. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. Földt. Int. Kiadv., 41–49, 52–60.

BUDAI T. & DOSZTÁLY L. 1990: A Balaton-felvidéki ladini képződmények rétegtani problémái. – *Földt Int. Évi Jel.* **1988/1**, 61–79.

BUDAI, T. & HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **40/3**, 307–335.

BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. – *Acta Geol. Hung.*, **35/3**, 237–250.

BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1993a: The Triassic of the Balaton Highland (Hungary). – In: GAETANI, M.(Ed.): Anisian/Ladinian boundary field workshop, Southern Alps - Balaton Highlands, 27 June–4 July 1993, Milano, 74–86.

BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1993b: The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine evolution. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 3–13.

BUDAI, T., LELKES, GY. & PIROS, O. 1993: Evolution of Middle Triassic shallow marine carbonates in the Balaton Highland (Hungary). – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 145–165.

BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. – Földt. Int. Alkalmi Kiadv. 197, 257 p.

Budai T., Csillag G., Gyalog L., Müller P., Nádor A. & Tóthné Makk Á. 2000: A Dunántúli-középhegység terület prekvarter (negyedidőszaki képződményektől mentes) fedetlen földtani térképe, M=1:100 000. – Kézirat.

Cros, P. & Szabó, I. 1984: Comparison of the Triassic volcanogenic formations in Hungary and in the Alps. Paleogeographic criteria. – *Acta Geol. Hung.* **27/3–4**, 265–276.

Császár G., Csillag G., Budai T., Koloszár L. & Bihari D. 1989: A Keszthelyi-hegység és a Balaton-felvidék térképezésének eddigi eredményei. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1987**, 85–93.

Császár G., Gyalog L. & Csereklei E. 1985: A Bakony hegység fedett földtani térképe. M=1:50 000. – Földt. Int. Kiadv.

Detre Cs., Peregi Zs. & Raincsák Gy. 1979: Kádártai ladini-alsókarni szelvény. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1977**, 185–201.

De Zanche, V., Gianolla, P., Mietto, P., Siorpaes, Ch. & Vail, P. 1993: Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). – *Mem. Sci. Geol.* **45**, 1–27.

De Zanche, V., Gianolla, P., Manfrin, S., Mietto, P. & Roghi, G. 1995: A Middle Triassic back-stepping carbonate platform in the Dolomites (Italy): sequence stratigraphy and biochronostratigraphy. – *Mem. Sci. Geol.* **47**, 135–155.

Dosztály, L. 1993: The Anisian/Ladinian and Ladinian/Carnian boundaries in the Balaton Highland based on Radiolarians. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 59–72.

Gaetani, M., Fois, E., Jadoul, F., & Nicora, A. 1981: Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). – *Marine Geol.* **44/1–2**, 25–57.

Gianolla, P., De Zanche, V., & Mietto, P. 1998: Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. – In: Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Spec. Publ.* **60**, 723–751.

Góczán, F. & Oravecz-Scheffer, A. 1993: The Anisian/Ladinian boundary in the Transdanubian Central Range based on palynomorphs and foraminifers. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 73–143.

Gyalog L. & Császár G. 1990: A Bakony hegység fedetlen földtani térképe M=1:50 000. – Földt. Int. Kiadv.

Haas J. 1993: Budaörsi Dolomit Formáció. – In: Haas J. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. Földt. Int. Kiadv. 49–51.

Haas, J. & Budai, T. (Palotás, K. ed.) 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland. – CBGA Sequence stratigraphic workshop (Sümeg), Field guide, 26 p.

Haas, J. & Budai, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. – *Geol. Carpathica* **50/6**, 459–475.

Haas J., Szabó I., Oraveczné Scheffer A., Lelkes Gy., Kovács S., Kozur H. & Ivancsics J. 1986: Balatonfelvidék, Felsőörs. – Magyarország geológiai alapszelvényei, Földt. Int. Kiadv. 6 p.

Haas J., Budai T., Dosztály L., Oravecné Scheffer A. & Tardyné Filácz E. 2000: A „Budaörsi platform" (felső-ladin–alsó-karni) előtéri lejtőfáciese Veszprém környékén. A Berekhegyi Mészkő hajmáskéri alapszelvényének vizsgálata. – *Földt. Közl.* **130/4**, 725–758.

Korpás, L. 1999: Paleokarst studies in Hungary. – *Occasional Papers Geol. Inst. Hung.* **195**, 139 p.

Kovács, S. 1993a: Conodont biostratigraphy of the Anisian/Ladinian boundary interval in the Balaton Highland, Hungary and its significance in the definition of the boundary (Preliminary report). – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 39–57.

Kovács, S. 1993b: Conodonts of stratigraphical importance from the Anisian/Ladinian boundary interval of the Balaton Highland, Hungary. – *Riv. Ital. Pal. Strat.* **99/4**, 473–514.

Kovács, S., Nicora, A., Szabó, I. & Balini, M. 1990: Conodont biostratigraphy of Anisian/Ladinian boundary sections in the Balaton Upland (Hungary) and in the Southern Alps (Italy). – *Courier Forsch. Inst. Senckenberg* **118**, 171–195.

Laczkó D. 1911: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. – *A Balaton tud. tanulm. eredményei* **1/1**, Geol. Függ. I., 1–190.

Lóczy L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – *A Balaton tud. tanulm. eredményei* **1/1**, 617 p.

Márton, E., Budai, T., Haas, J., Kovács, S., Szabó, I. & Vörös, A. 1997: Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Anisian-Ladinian boundary section Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). – *Albertiana* **20**, 50–57.

MAURER, F. 2000: Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). – *Sedimentary Geology* **134**, 275–286.

MONOSTORI, M. 1995: Environmental significance of the Anisian Ostracoda fauna from the Forrás Hill near Felsőörs (Balaton Highland, Transdanubia, Hungary). – *Acta Geol. Hung.* **39/1**, 37–56.

MONOSTORI, M. in prep.: Environmental significance of the Ladinian Ostracoda fauna from the Balaton Highland, Transdanubia, Hungary. – *Acta Geol. Hung.*

ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. – *Földt. Közl.* **93/1**, 63–73.

ORAVECZ J. & VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1961: A Vértes- és a Bakony-hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata. – *Földt. Közl.* **91/2**, 162–172.

PEREGI Zs. & RAINCSÁK Gy. 1980: A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat. Veszprém. Fedetlen földtani térkép. – Földt. Int. kiadv. Budapest.

PEREGI Zs. & RAINCSÁK Gy. 1983: Magyarázó a Bakony-hegység 20 000-es földtani térképsorozatához, Veszprém. – Földt. Int. kiadv., 103 p.

PISA, G., CASTELLARIN, A. LUCCHINI, F,. ROSSI, P. L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E. 1980: Middle Triassic magmatism in the Southern Alps. I.: A review of general data in the Dolomites. – *Riv. Ital. Pal. Strat.* **85/3–4**, 1093–1110.

SCHLAGER, W. 1991: Depositional bias and environmental change – important factors in sequence stratigraphy. – *Sedim. Geol.* **70**, 109–130.

SZABÓ I. 1990: Bakony, Hajmáskér, Berekhegyi mészkő kőfejtője (Berekhegyi Mészkő Formáció). – Magyarország geológiai alapszelvényei, Földt. Int. Kiadv. 4 p.

SZABÓ, I. & MAJOROS, Gy. 1978: Excursion guide Anisian-Ladinian and Permian-Triassic boundaries in the Balaton Highland. – Kézirat. *Workshop Meeting on IGCP Projects* **4**, 106 p.

SZABÓ, I., KOVÁCS, S., LELKES, Gy. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1980: Stratigraphic investigation of a Pelsonian–Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). – *Riv. Ital. Pal. Strat.* **85/3–4**, 789–806.

SZENTES F. 1951: A veszprémi műút új feltárásai. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1945–47/2**, 253–255.

VICZIÁN I., BARÁTH I.-NÉ, FÖLDVÁRI M., GYURICZA Gy. & KOVÁCS-PÁLFFY P. 1996: Szentkirályszabadjai középső-triász vörös agyagok ásványtani vizsgálata. – Kézirat. Orsz. Földt. Geof. Adattár 22 p.

VIEL, G. 1979: Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostrucione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi-Meridionali). I–II. – *Riv. Ital. Pal. Strat.* **85/1**, 85–125, **85/2**, 297–352.

VÖRÖS, A. 1993: Redefinition of the Reitzi Zone at its type region (Balaton area, Hungary) as the basal zone of the Ladinian. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 15–31.

VÖRÖS, A. 1995: The Anisian/Ladinian boundary: voting or consensus? – *Albertiana* **15**, 71–74.

VÖRÖS, A. 1996: Environmental distribution and bathymetric significance of Middle Triassic ammonoid faunas from the Balaton Highland, Hungary. – *Fragm. Min. Pal.* **18**, 5–17.

VÖRÖS A. 1998: A Balaton-felvidék triász ammonoideái és biosztratigráfiája. – *Studia Nat.* **12**, 105 p.

VÖRÖS, A., SZABÓ, I., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L. & BUDAI, T. 1996: The Felsőörs section: a possible stratotype for the base of the Ladinian stage. – *Albertiana* **17**, 25–40.

VÖRÖS A., BUDAI T., LELKES Gy., MONOSTORI M., & PÁLFY J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoökológiai vizsgálatok alapján. – *Földt. Közl.* **127/1–2**, 145–177.

A kézirat beérkezett: 2000. 09. 22.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I

1. Tagyoni Dolomitra települő Vászolyi Formáció a litéri murvabánya déli udvarában
Vászoly Formation above the Tagyon Dolomite in the Litér quarry (southern pit)

2. A Budaörsi Dolomit középső-ladin progradációs éke fölött települő Buchensteini Formáció márgaközös gumós mészköve a litéri murvabánya déli udvarában
Nodular limestone with marl intercalations (Buchenstein Fm.) above the prograding Budaörs Dolomite (Middle Ladinian)

II. Tábla – Plate II

1. A Berekhegyi Mészkő felső, dolomitosodott rétegei (alsó-karni), és a fölötte települő Budaörsi Dolomit a litéri murvabánya északi udvarában
Dolomitized upper part of the Berekhegy Limestone (Lower Carnian) underlying the Budaörs Dolomite (Litér quarry, northern pit)

2. A Budaörsi Dolomit progradációs éke és a fölötte települő felső-ladin gumós mészkő (Buchensteini F.) a 8-as műút bevágásában (Hajmáskér, Berek-hegy)
Nodular Upper Ladinian limestone (Buchenstein Fm.) above the prograding Budaörs platform in the cut of the main road no. 8 (Hajmáskér, Berek Hill)

III. Tábla – Plate III

1. Krinoideás mészkő (Vászolyi F.) bekérgezett szemcsékkel, kagyló-, brachiopoda-, és echinoidea-töredékekkel (N=19,5x). Öskü, murvabánya (fotó: LELKES Gy. & PELLÉRDY L.-né)
Coated grains, bivalve, brachiopod and echinoid fragments in crinoidal limestone (Vászoly Fm.). Öskü quarry

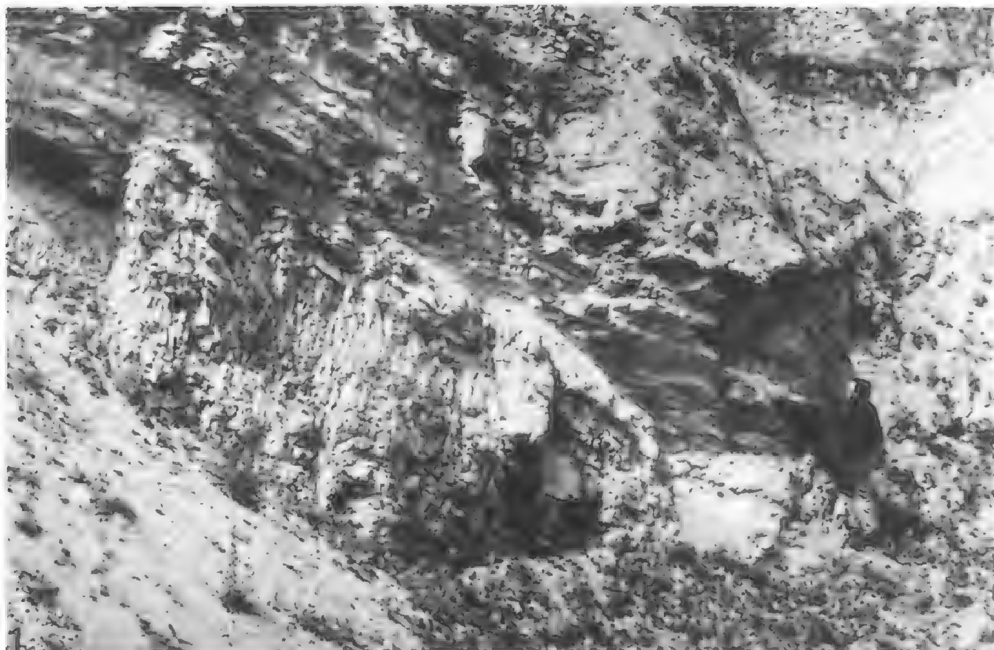
2. Durva krinoideás mészkő (Vászolyi F.) Öskütől ÉK-re
Coarse crinoidal limestone, NE from Öskü (Vászoly Fm.)

IV. Tábla – Plate IV

1. Iszaprogyásos szerkezet (b) lemezes dolomitban (Budaörsi F.), Öskütől DK-re
Slump structure (b) in laminated dolomite (Budaörs Fm.), SE from Öskü

2. Pados, gumós, kovás mészkő és mészkőgumós márga ciklusos váltakozása (Buchensteini F.) a 8-as műút öskü bevágásában
Cyclic alternation of bedded nodular siliceous limestone and marl in the cut of the main road no. 8, Öskü

I. tábla – Plate I



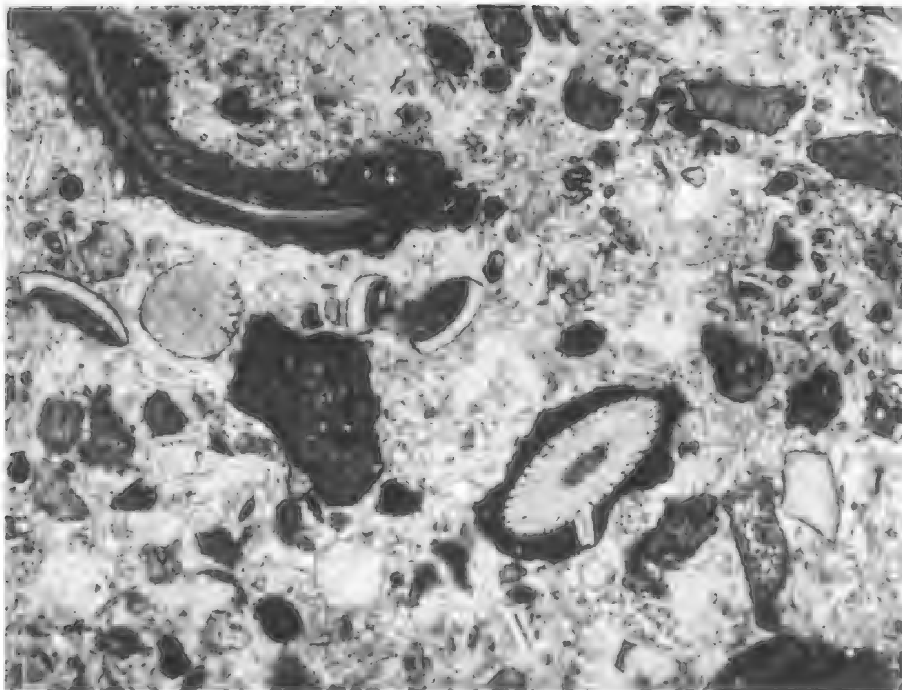


II. tábla – Plate II





III. tábla – Plate III





IV. tábla – Plate IV





Földtani Közlöny 131/1–2, 71–95 (2001) Budapest

Középső- és késő-triász platform- és medencefáciesek a Keleti-Bakonyban

Middle to Late Triassic platform and basin facies of the Eastern Bakony Mts. (Transdanubian Range, Hungary)

BUDAI Tamás[1] – CSILLAG Gábor[1] – VÖRÖS Attila[2] – LELKES György[1]

(7 ábra, 3 tábla)

Tárgyszavak: rétegtan, medence- és platformfejlődés, vulkanizmus, anisusi, ladin, karni, Dunántúli-középhegység

Key words: stratigraphy, basin and platform evolution, volcanism, Anisian, Ladinian, Carnian, Transdanubian Range

Abstract

In the Middle Triassic, the Eastern Bakony was a shallow shelf area connected to the Balaton Highland hemipelagic basin through the palaeoslope of the Veszprém Plateau (HAAS & BUDAI 1999). Both on this shallow shelf, and in the hemipelagic basin, the sedimentation was basically controlled by the relative sea-level changes and the volcanic activity. However, due to their different respective palaeogeographic positions, the two areas show different processes of evolution.

The cyclic carbonate complex of the Megyehegy (Tagyon) Dolomite was deposited in the intertidal and shallow subtidal zone in a lagoon of a carbonate platform; it evolved during the highstand period of the Pelsonian. The red clays recorded locally on the top of the formation point to the uplift and subaerial karstification of the platform (BUDAI & HAAS 1997). This phenomenon can be correlated with the subaerial exposure event marked by the appearance of the Richthofen Conglomerate above the Upper Serla Formation in the Dolomites. The overlying brachiopodal limestones (Felsőörs Formation, Horoghegy Member) indicate the onset of the new transgression. In the second half of the Illyrian, due to a further rise in the sea-level, the lagoon became connected with the open sea; this is proved by the pelagic faunal elements which appear in the Bocsár Member of the Felsőörs Limestone. In the next, end-Illyrian to earliest Ladinian, highstand period, another carbonate platform developed and this had sponge patch-reefs (Budaörs Formation, Piramita member). This platform was probably connected by gently dipping slopes to the surrounding basins where redeposited bio- and lithoclasts of shallow-water origin had accumulated (Vászoly Formation).

The above-described succession of the Eastern Bakony can be correlated with the Upper Anisian (An4) sequence of the Dolomites (DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998). The Felsőörs Limestone corresponds to the Morbiac Limestone, whereas the partly heteropic Vászoly Formation is analogous with the Bivera Formation. The overlying, uppermost Illyrian to lowermost Ladinian platform carbonate (Piramita Member of the Budaörs Formation) can be correlated with the Contrin Formation of the Dolomites. A similar sequence is known from the eastern part of the Southern Alps, where the Ugovizza Breccia is overlain by dark limestones of the Late Illyrian age (M. Tuglia Fm.), followed by the platform carbonate of the Contrin Formation (FARABEGOLI & LEVANTI 1982; GIANOLLA 1992). This sequence was not identified in the Balaton Highland (BUDAI & HAAS 1997) and was only recognized in the Eastern Bakony (HAAS & BUDAI 1999).

There are significant differences between the evolution of the Eastern Bakony and the Balaton Highland also in the Ladinian. In the pelagic basin of the Balaton Highland, from the second half of the Fassanian to the end of the Longobardian, the slow sedimentation of carbonate lime-mud was interrupted only by short episodes of ash-falls from distant volcanic sources (i.e. the Buchenstein Formation). On the other hand, the growth of the Baglyas platform, dominating the Eastern Bakony

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest Stefánia út 14.

[2] Magyar Természettudományi Múzeum, H–1088 Budapest Múzeum krt. 14–16.

area, kept pace with the relative sea-level rise even during the Ladinian transgression. The Ladinian evolution of the partial basins on the SW and NE sides of the platform was somewhat different:

– The southwestern basin was gradually filled up by the accumulation of the immense volcanoclastic material. The great amount of carbonised plant debris and coarse pebbles point to a nearby terrestric source area consisting of acid, intermediate and basic volcanic rocks. The Baglyas platform prograded toward this basin at the beginning of the Carnian, as shown by the mixed occurrence of basinal and platform-derived foraminifers in the Berekhegy Limestone (BUDAI et al. 1985).

– The partial basin in the northeastern background of the Baglyas platform received subordinate amount of clastics and only in the last phase of the filling up. The terrigenous influx was probably blocked by the elevated platform.

A similar, though much more intense volcanism took place in the Dolomites during the Late Ladinian; the erosion of the emerged areas supplied a great amount of detritus to the basins (BOSELLINI 1991, DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998). The South Alpine counterpart of the Inota volcanoclastics can be sought in the "wengen beds" (BUDAI & VÖRÖS 1993). The Zoppé Sandstone of the Buchenstein Group is not appropriate as an equivalent factor because its age and composition is different from that of the Inota Formation: its deposition predates the Longobardian basaltic volcanism and its detrital grains came from a rather distant, mostly crystalline basement (VIEL 1979; BOSELLINI 1991). On the basis of its close, volcanogenic and carbonate source area, the sedimentary environment of the Inota Formation can be compared to the more or less shallow, proximal part of the Wengen basin.

The progradation of the Baglyas platform at the Ladinian–Carnian boundary is connected to a third-order eustatic sea-level change, observed not only in the Transdanubian Range (BUDAI & HAAS 1997; HAAS & BUDAI 1999; HAAS et al. 2000) but also everywhere in the Western Tethys and the surrounding epicontinental basins (GIANOLLA & JACQUIN 1998).

Összefoglalás

A Keleti-Bakony a középső-triász során kiemelt helyzetű self-terület volt, amely a Balaton-felvidék hemipelágikus medencéjéhez a Veszprémi-fennsík paleolejtőjén keresztül kapcsolódott (HAAS & BUDAI 1999). A viszonylag sekély terület üledékképződési viszonyait – akárcsak a Balaton-felvidéki medencéét – alapvetően a tengerszint relatív változása és a vulkanizmus határozta meg ebben az időszakban, a két terület fejlődéstörténete azonban – az ősföldrajzi helyzetből fakadó különbségek miatt – több vonatkozásban is eltérő.

A Megyehegyi (Tagyoni) Dolomit ciklusos karbonát-összlete a pelsoi magas vízállású szakasz során kialakult karbonátplatform lagúnájának árapályövi és sekély árapályöv alatti zónájában rakódott le. A formáció fedőjében helyenként észlelt vörösagyag a platform felszínre kerülésére és karsztosodására utal. Ez a jelenség azzal a szárazulati eseménnyel hozható összefüggésbe, amelyet a Dolomitokban a Felső Serla Formáció fölötti Richthofen Konglomerátum megjelenése jelez. A fedőben települő brachiopodás mészkő (Felsőörsi Formáció, Horoghegyi Tagozat) a következő transzgresszió kezdetét jelzi. A relatív vízszint további emelkedése következtében a lagúna és a nyílt tenger között közvetlen kapcsolat alakult ki az illyr második felében, erre utal a pelágikus faunaelemek megjelenése a rétegsorban (Felsőörsi Formáció, Bocsári Tagozat). Az ezt követő magas vízállású szakaszban karbonátplatform jött létre az illyr végén, illetve a ladin elején (Budaörsi Formáció, Piramitai Tagozat), amelyen belül uralkodóan szivacsokból felépülő foltzátonyok alakultak ki. A platformot enyhe hajlású lejtő kapcsolhatta össze az azt körülvevő medencével (Vászolyi F.), amelynek árapályöv alatti aljzatára bio- és litoklasztok halmozódtak át a sekélyebb területekről.

A Keleti-Bakony fenti rétegsora a Dolomitok felső-anisusi (An4) szekvenciájával korrelálható (DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998). A Felsőörsi Mészkő a Morbiaci Mészkővel, míg az azzal részben heteropikus Vászolyi Formáció a Biverai Formációval rokon kifejlődésű. A fölöttük következő legfelső-illyr–alsó-ladin platformkarbonát – a Budaörsi Formáció Piramitai Tagozata – a Dolomitok Contrini Formációjával párhuzamosítható. Hasonló szekvencia ismert a Déli-Alpok keleti területein is, ahol az Ugovizzai Breccsa fölött szintén sötét színű felső-illyr mészkő (M. Tugliai Fm.), majd a Contrini Formáció platformkarbonátja következik (FARABEGOLI & LEVANTI 1982; GIANOLLA 1992). Ez a

szekvencia a Balaton-felvidéken nem volt kimutatható (BUDAI & HAAS 1997), és a Keleti-Bakony területén is csak valószínűsíthető volt korábban (HAAS & BUDAI 1999).

A Keleti-Bakony ladin fejlődéstörténete is jelentős eltéréseket mutat a Balaton-felvidékéhez képest. A Balaton-felvidék pelágikus medencéjében a fassai második felétől a longobard végéig kondenzált körülmények között folyt a karbonátiszap lerakódása (Buchensteini Formáció), amelyet rövid időszakonként távoli vulkanizmus tufaszórásai szakították meg (BUDAI 1992; BUDAI & HAAS 1997). Ezzel szemben a Keleti-Bakony területét uraló „Baglyas platform" épülése a ladin transzgresszió idején is lépést tudott tartani a relatív vízszintemelkedéssel, a DNy-i és ÉK-i oldalán kialakult medencék pedig nem csak a Balaton-felvidék nyílt medencéjétől, hanem némileg egymástól is eltérő módon fejlődtek a ladin idején:

– A DNy-i előtér üledékgyűjtője a behordódott nagy mennyiségű vulkanoklasztit lerakódása nyomán folyamatosan sekélyült a ladin második felében, erre utal a rétegsor felfelé durvuló szemcseösszetétele. A szenesedett növénymaradványok nagy mennyisége és a kavicsok megjelenése viszonylag közeli szárazulatra utal, amely savanyú, intermedier és bázisos vulkanitokból épülhetett fel. A ladin végére fokozatosan feltöltődő medence felé a Baglyas platformja a karni kezdetén előrenyomult, erre utal a Berekhegyi Mészkő foraminifera-együttesében a platform- és medence-fáciesekre jellemző taxonok kevert előfordulása (BUDAI et al. 1985).

– A platform ÉK-i hátterében kialakult medencébe csak a feltöltődés utolsó stádiumában jutott be alárendelt mennyiségű törmelék, a pusztuló szárazulat felőli jelentősebb mérvű behordódásnak feltehetően a Baglyas platformja szabhatott gátat.

A késő-ladinban a Keleti-Bakonyéhoz hasonló, bár jóval intenzívebb vulkanizmus zajlott a Dolomitok egyes területein, ahol a szárazra került területek eróziója során nagy mennyiségű törmelék került az üledékgyűjtőbe (BOSELLINI 1991; DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998). Az inotai vulkanoklasztit dél-alpi megfelelője a „wengeni" összletben keresendő (BUDAI & VÖRÖS 1993). A Buchensteini Csoportba sorolt Zoppéi Homokkő képződésének ideje és körülményei ugyanis eltérőek az Inotai Formációétól: előbbi lerakódása megelőzte a longobard bazaltos vulkanizmust, anyagának viszonylag távoli forrásterületét pedig alapvetően kristályos aljzat alkotta (VIEL 1979; BOSELLINI 1991). A vulkanitokból és karbonátokból álló közeli lepusztulási terület alapján az Inotai Formáció képződési környezete a wengeni medence viszonylag sekély, platformközeli részéhez lehetett hasonló.

A „Baglyas platform" térhódítása a ladin és a karni határán harmadrendű eusztatikus tengerszint-változáshoz kapcsolódó jelenség, amely nemcsak a Dunántúli-középhegységben (BUDAI & HAAS 1997; HAAS & BUDAI 1999; HAAS et al. 2000), hanem a Nyugati-Tethys és az azt körülvevő szárazulat epikontinentális medencéinek területén is általános (GIANOLLA & JACQUIN 1998).

Bevezetés

Régóta közismert, hogy a Keleti-Bakony középső-triász összlete több vonatkozásban alapvetően eltér nemcsak a Balaton-felvidék, de a Veszprémi-fennsík hasonló korú képződmény-együttesétől is (TAEGER 1913; ORAVECZ 1963). Ennek a jelenségnek a fejlődéstörténeti és ősföldrajzi értelmezése végett célul tűztük ki:

– az iszkaszentgyörgyi anisusi platform- és medencefáciesek kapcsolatának pontosítását;

– a várpalotai ladin vulkanoklasztitok genetikai értelmezését;

– a ladin és a karni platformkarbonát összletek egymástól és a Fődolomittól történő elkülönítését.

A fenti célok elérése érdekében részletes reambulációt végeztünk az iszka-szentgyörgyi Piramita-hegyen, az Iszka-hegyen és környékén, valamint a csóri és az inotai Hideg-völgyben és a Baglyas területén; ezen kívül újravizsgáltuk a

területen mélyült fúrások közül a Várpalota Vpt–3, a Bakonykúti But–2, és az Iszkaszentgyörgy Iszkt–1 rétegsorát.

Földtani felépítés

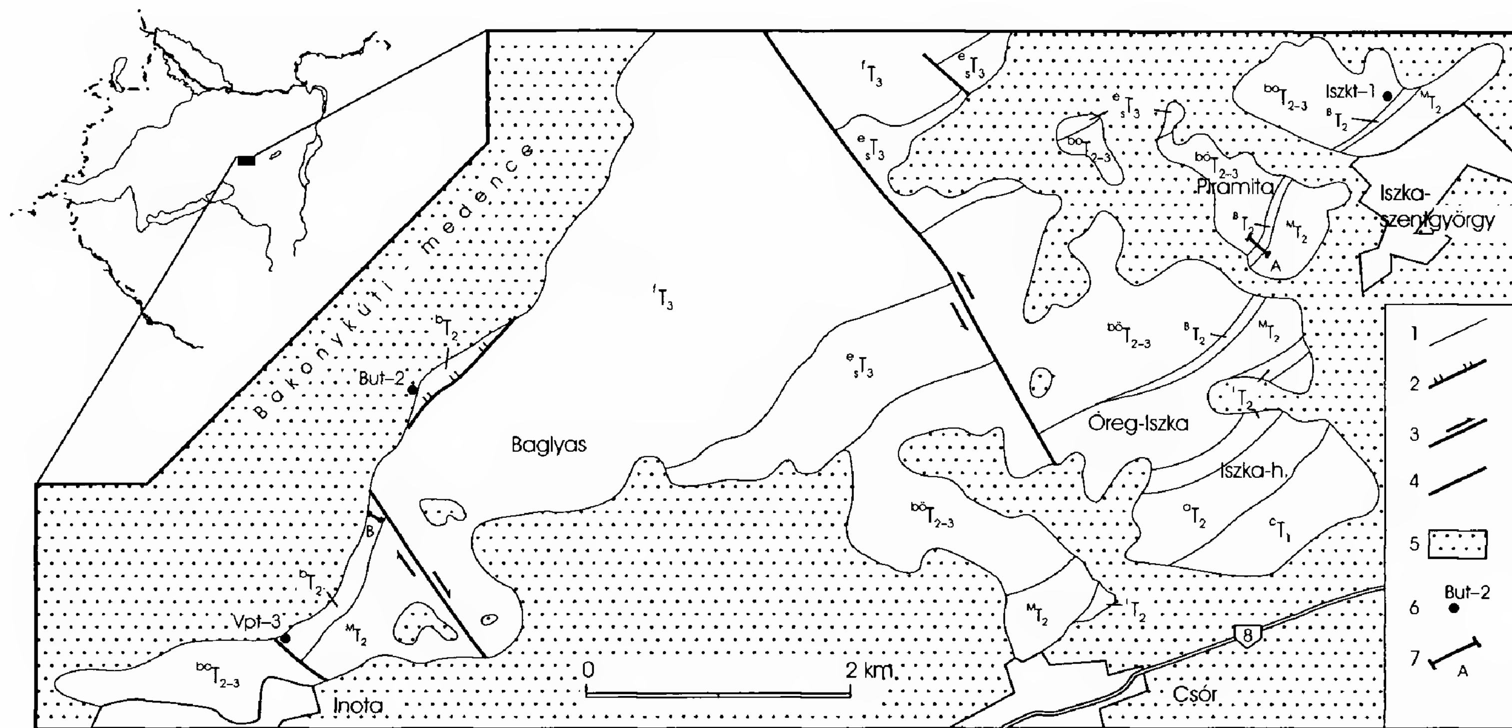
A Keleti-Bakony triász összletének idősebb szakasza a miocén transzkurrens haránteltolódások mentén kialakult Várpalotai-medencétől ÉK-re lévő triász vonulatban nyomozható, amelyet a hegység fő tömbjétől ÉNy felé a Bakonykúti-medence választ el (*1. ábra*). Az ÉNy felé dőlő rétegsor legidősebb, felszínre bukkanó képződménye az alsó-triász (olenyoki) Csopaki Márga, efölött túlnyomórészt sekélytengeri karbonátok sorozata következik a Fődolomitig bezárólag. A Bakonykúti-medence DK-i peremét a Litéri-vonal csapásirányú folytatásaként értelmezhető „bakonykúti törés" (RAINCSÁK 1980, p. 194) határozza meg, amely mentén a Fődolomitra medencefáciesű ladin rétegösszlet tolódott fel. Az ÉK–DNy-i csapású vonulatot harántirányú horizontális vetők tagolják, amelyek mentén több kilométeres csapásmenti elmozdulást eredményező jobbos (inotai Hideg-völgy), illetve balos (csóri Hideg-völgy) törés rajzolódik ki.

Kutatási előzmények

A Keleti-Bakony általunk vizsgált képződményeiről viszonylag sok publikált adat és megfigyelés áll rendelkezésre a szakirodalomban, azok rétegtani értékelése azonban gyakran bizonytalan, vagy ellentmondásos. A következőkben az egyes rétegtani egységekkel kapcsolatos fontosabb megállapításokat foglaljuk össze, az eredeti megfogalmazásokat idézőjelben, a mai litosztratigráfiai beosztásnak megfelelő neveket zárójelben közöljük.

A Bakony korábbi részletes felvételezéséből kimaradt délkeleti területének, a Várpalotai-medencétől ÉK-re lévő „Csurgó-csóri triász rög"-nek a térképezése a „Balaton monográfia" készülésével egy időben folyt. TAEGER (1913, pp. 158–159.) a Megyehegyi Dolomit fölött vékony, lencsésen kifejlődött brachiopodás mészövet említett Iszkaszentgyörgy környékéről és az Iszka-hegy északi részéről, amelyet a „recoáro mészkő" szintjének feleltetett meg (=Felsőörsi Formáció). Az efölött települő „gyroporellás dolomit" (=Budaörsi Formáció) vastagságát mintegy 1000 méterre becsülte, amelyre konkordánsan következik a fődolomit. A Balaton-felvidéki karni medencék és a kelet-bakonyi platformok heteropikus kapcsolatát a következők szerint fogalmazta meg (p. 159.): „A recoaro mészkő egyes lokális, vékony szalagjainak kivételével a megyehegyi dolomit és a fődolomit közt fekvő tengeri triász lerakódás szemben a Balaton-felvidék egyidejű mészkő és márgaszintjeivel (wengeni, cassiani, raibli rétegek stb.) tisztán egyforma dolomitos tömegben képződött ki..."

LÓCZY (1913) a Balaton monográfiában annyi utalást tett az Iszka-hegy középső-triász kifejlődésére, hogy a „decurtata- és a trinodosus-mész" össz-vastagsága „a reitzi zónával együtt" (=Felsőörsi+Vászolyi Formáció) kb. 40 m a „megyehegyi dolomit" és a „fődolomit" közötti településben (Fig. 43. és p. 79.).



1. ábra. A Keleti-Bakony D-i vonulatának földtani térképe (GYALOG & CSÁSZÁR 1990 alapján, módosítva). Jelmagyarázat: 1. települt képződményhatár; 2. a Bakonykúti-feltolódás; 3. horizontális vető; 4. szerkezeti vonal általában; 5. kainozoos fedőképződmények; 6. fúrás helye és azonosítója; 7. földtani szelvény: A – Piramita (Iszkaszentgyörgy), B – Hideg-völgy (Inota). Rövidítések: $^{c}T_1$ – Csopaki Márga Formáció; $^{a}T_2$ – Aszófői Dolomit Formáció; $^{i}T_2$ – Iszkahegyi Mészkő Formáció; $^{M}T_2$ – Megyehegyi és Tagyoni Dolomit összevontan; $^{B}T_2$ – felső-anisusi–ladin medencefáciesű rétegcsoport (Felsőörsi Mészkő Formáció, Vászolyi Formáció, Buchensteini Formáció); $^{bö}T_{2-3}$ – Budaörsi Dolomit Formáció; $^{e}_{s}T_3$ – Edericsi Formáció Sédvölgyi Dolomit Tagozat; $^{f}T_3$ – Fődolomit

Fig. 1 Geological map of the southern range of the Eastern Bakony Mts (modified after GYALOG *&* CSÁSZÁR *1990). Legend: 1 stratigraphic boundary; 2 Bakonykút overthrust; 3 strike-slip fault; 4 tectonic line in general; 5 Cenozoic sediments; 6 boreholes; 7 geological profiles. Abbreviations: $^{c}T_1$ – Csopak Marl Formation; $^{a}T_2$ – Aszófő Dolomite Formation; $^{i}T_2$ – Iszkahegy Limestone Formation; $^{M}T_2$ – Megyehegy and Tagyon Dolomite; $^{B}T_2$ – Upper Anisian, Ladinian formations of basin facies (Felsőörs Limestone Formation, Vászoly Formation, Buchenstein Formation); $^{bö}T_{2-3}$ - Budaörs Dolomite Formation; $^{e}_{s}T_3$ – Ederics Formation Sédvölgy Dolomite Member; $^{f}T_3$ – Main Dolomite*

Az 50-es évek során végrehajtott bauxitkutatás szolgáltatott újabb adatokat az Iszka-hegy középső-triász képződményeiről (PÓRSZÁSZ 1955), később ORAVECZ & VÉGHNÉ (1961) foglalta egységes képbe az addig rendelkezésre álló rétegtani ismereteket.

Alapvetően új felismerések a Keleti-Bakony szerkezeti felépítéséről és triász rétegsoráról a Bakony legutóbbi részletes földtani térképezése során születtek. RAINCSÁK (in GYALOG et al. 1976–78; RAINCSÁK 1980, in KÓKAY & RAINCSÁK 1980a,b, in KAISER & RAINCSÁK 1984, in BENCE et al. 1990) legfontosabb rétegtani megállapításai közül az alábbiakat kívánjuk kiemelni:

– A Várpalota és Iszkaszentgyörgy közötti triász vonulatban a „megyehegyi dolomit" és a „diploporás dolomit" (=Budaörsi F.) közötti, meglehetősen heterogén fáciesű összlet a „kagylós mészkővel" kezdődik. Iszkaszentgyörgy környékén a „megyehegyi dolomitra" éles határral brachiopodás, márgás mészkő települ (=Felsőörsi F.), fölötte túlnyomórészt dolomitos–tufás kifejlődésű összlet következik. Az iszkaszentgyörgyi Piramita-hegyen a „megyehegyi dolomit" feletti fehér, biogén „mendola típusú" mészkő a „kagylós mészkő" magasabb szintjébe sorolandó, amely a Balaton-felvidék Ny-i részén ismert kifejlődésnek felel meg (=Tagyoni Mészkő).

– A „bakonykúti vonaltól" É-ra lévő pásztában a „megyehegyi dolomit" felett a Balaton-felvidéki kifejlődéstől merőben eltérő, túlnyomórészt törmelékes fáciesű ladin összlet települ. A néhány felszíni feltárásban észlelt, valamint a Várpalota Vpt–3 és a Bakonykúti But–2 térképező fúrás által harántolt „tufahomokkő" egyes szintekben kavicsokat, illetve szenesedett növénymaradványokat tartalmaz. Az összlet kitölti a *Protrachyceras reitzi* és a *P. archelaus* „szintjét", fedőjében a „berekhegyi mészkő kezdő tagja" (=Füredi F.) települ.

A Dunántúli-középhegység középső-triász vulkanizmusával SZABÓ & RAVASZ (1970), RAVASZ (1973), CROS & SZABÓ (1984), KUBOVICS (1985), HORVÁTH E. & TARI (1987), HORVÁTH I. & PERECI (in BENCE et al. 1990), BUDAI & VÖRÖS (1993), valamint HARANGI et al. (1996) foglalkozott. A Keleti-Bakony vulkanitjainak viszonylag kevés figyelmet szenteltek eddig, az inotai Hideg-völgy szelvényében történt részletes anyagvizsgálat eredményeit BUDAI et al. (1985) foglalta össze.

Az iszkaszentgyörgyi brachiopodás mészkő faunáját PÁLFY (1986, 1991, 1992, 1994) részletesen vizsgálta, megfigyelései alapján biosztratigráfiai, paleoökológiai és paleobiogeográfiai elemzéseket végzett.

A Keleti-Bakony középső- és felső-triász képződményei

A Várpalotai-medencétől a Móri-árokig terjedő középső–felső-triász vonulat DNy-i és ÉK-i része között az anisusi és a ladin emelet rétegtani felépítését illetően alapvető különbségek mutatkoznak. Jelen munkánk elsősorban a rétegtani és ősföldrajzi vonatkozású elemzésekre kíván szorítkozni, annyit azonban fontosnak tartunk megjegyezni, hogy a Bakony déli vonulatában sehol nem tapasztalható akkora fácieskülönbség a középső-triász rétegsoron belül a Litéri-feltolódás mentén, mint a Bakonykúti-vonal DK-i és ÉNy-i szárnya között.

Délkeleti pikkely

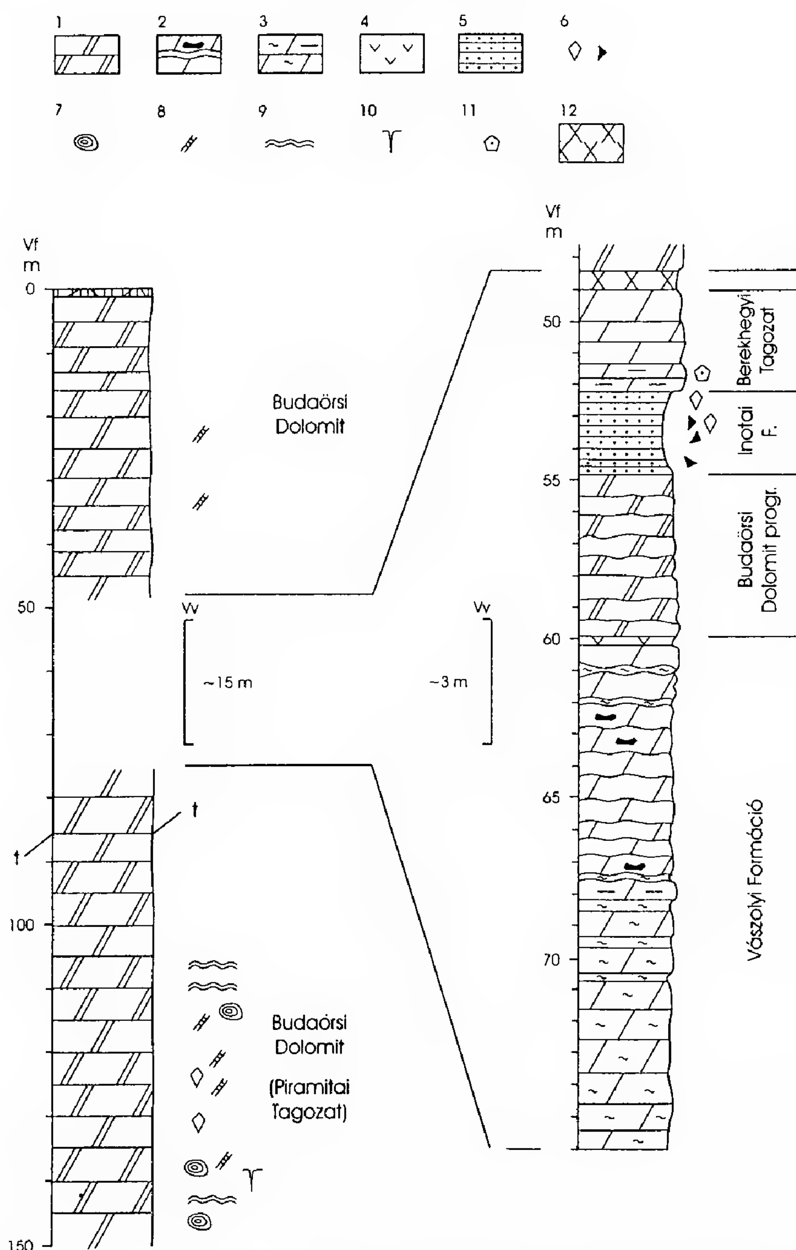
Iszkaszentgyörgytől DNy felé a csóri Hideg-völgyig követhető pásztában a Megyehegyi és a Budaörsi Dolomit közötti rétegsor vertikálisan és horizontálisan egyaránt meglehetősen változatos litofáciesekből épül fel. A rossz feltártság és a tektonika miatt az egyes kifejlődések egymáshoz viszonyított települési helyzete gyakran nem állapítható meg egyértelműen. A rendelkezésre álló fúrások és felszíni feltárások alapján azonban mégis rekonstruálható egy olyan fácies-trend, amely ősföldrajzi és fejlődéstörténeti elemzések alapjául szolgálhat. A következőkben három terület rétegsorát ismertetjük ÉK-ről DNy felé: 1. Iszkaszentgyörgy (György-major); 2. Piramita; 3. Öreg-Iszka (Valéria-erdő).

1. Az Iszkaszentgyörgytől É-ra lévő György-major és a falu közötti területen a pados Megyehegyi Dolomitra éles határral márgás, brachiopodás mészkő települ. PÁLFY (1986) szerint a Balaton-felvidéki brachiopoda-együttesekhez képest lényegesen alacsonyabb diverzitású faunát az Inarticulata csoportba tartozó *Lingula tenuissima*, valamint a Terebratulida *Coenothyris vulgaris* dominanciája jellemzi, ezeken kívül a következő fajok fordulnak még elő: *Mentzelia mentzeli, Tetractinella trigonella, Schwagerispira schwageri, Silesiathyris angusta.*

RAINCSÁK (1980, in KAISER & RAINCSÁK 1984) rekonstrukciója szerint a brachiopodás mészkő fedő rétegsorát kovás, tűzköves, pados mészkő és táblás dolomit alkotja, amelyben bentonitosodott tufarétegek településnek. A felvételezés során részletesen dokumentált mesterséges feltárások leírása (in GYALOG et al. 1976–78), valamint a publikációkban közölt megfogalmazás alapján azonban egyértelműen kiderül, hogy ezeknek a képződményeknek az egymáshoz viszonyított települési helyzetét az igen rosszul feltárt területen egyetlen feltárásban sem sikerült közvetlenül észlelni.

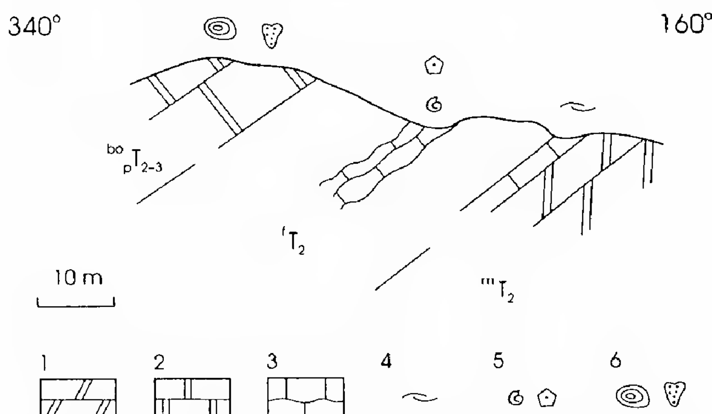
A brachiopodás mészkő feltárásától dőlésirányban telepített Iszkaszentgyörgy Iszkt–1. fúrás 150 m vastagságban harántolta a fedő összletet (2. *ábra*), amelynek valódi vastagsága – a rétegek 40–45°-os dőlését figyelembe véve – kb. 110 m. A rétegsor alsó szakaszát fehér vagy világosdrapp, egyes szakaszokon lilás árnyalatú pados dolomit, valamint lemezes dolomit váltakozása alkotja. A ciklusos rétegsor vastag padjai több szintben tömegesen tartalmaznak Dasycladacea maradványokat. A dolomitosodott mészkőből *Diplopora annulata philosophi, Diplopora annulata annulata* és *Gyroporella* sp. került elő 138–139 m között, a flóra-együttes alapján a lagúnafáciesű platformkarbonát a felső-illyr, vagy az alsó-fassai alemeletbe sorolható (PIROS O. szóbeli közlése).

A platform fáciesű dolomit fölött települő medencefáciesű rétegsort sárgásbarna agyagos dolomit; márgaközös dolomit; kovás, gumós, tűzköves dolomit építi fel, valódi vastagsága mintegy 15,7 m. A fúrás 60 m-e táján okkersárga bentonitosodott tufaréteg települ a pados dolomiton belül, amely sötétszürke tűzkőtörmeléket tartalmaz. A dolomit fölött mintegy 2 m vastag durvaszemcsés homokkő következik. Az okkersárga, jól rétegzett kőzet homokszemcséinek túlnyomó részét afanitos holokristályos vulkanit (láva és tufa), alárendeltebben alkáli földpát kristálytöredék és mikrit szövetű karbonát alkotja. A homokkő jelentős mennyiségben tartalmaz aprószemcsés, tűzkő anyagú litoklasztokat is. A



2. *ábra.* Az Iszkaszentgyörgy Iszkt–1 fúrás rétegsora. Jelmagyarázat: 1. dolomit (platformfácies); 2. gumós, pados, márgaközös dolomit tűzkőgumókkal (medencefácies); 3. márgás, kovás dolomit; 4. tufa, tufit; 5. homokkő; 6. litoklaszt (karbonát és vulkanit); 7. onkoid; 8. Dasycladacea; 9. alga-laminit; 10. száradási repedés; 11. krinoidea; 12. porlott dolomit. Rövidítések: t – tektonikus kontaktus; Vf – fúrt vastagság; Vv – valódi vastagság

Fig. 2 Stratigraphical column of the Iszkaszentgyörgy Iszkt–1 borehole. Legend: 1 dolomite (platform facies); 2 nodular, bedded dolomite with chert nodules and marl intercalations; 3 marly, siliceous dolomite; 4 tuff, tuffite; 5 sandstone; 6 lithoclasts (carbonate and volcanite); 7 oncoids; 8 Dasycladacea; 9 algal mat; 10 mud craks; 11 crinoids; 12 pulverized dolomite. Abbreviations: t – tectonic contact; Vf – thickness in borehole; Vv – valid thickness



3. *ábra.* Földtani szelvény a Piramita DNy-i oldalában (Iszkaszentgyörgy). Jelmagyarázat: 1. vastagpados dolomit (platformfácies); 2. pados-tömeges mészkő (platformfácies); 3. mészkő, márgás mészkő; 4. brachiopoda lumashella; 5. ammonitesz, krinoidea; 6. onkoid, szivacs. Rövidítések: $^{m}T_2$ – Megyehegyi Dolomit Formáció; $^{f}T_2$ – Felsőörsi Mészkő Formáció; $^{bö}_{p}T_{2\text{-}3}$ – Budaörsi Formáció (piramitai tagozat)

Fig. 3 Geological profile of the southwestern side of Piramita (Iszkaszentgyörgy). Legend: 1 thick-bedded dolomite (platform facies); 2 thick-bedded or massive limestone (platform facies); 3 limestone, marly limestone; 4 brachiopod coquina; 5 ammonoids, crinoids; 6 oncoids, sponges. Abbreviations: $^{m}T_2$ *– Megyehegy Dolomite Formation;* $^{f}T_2$ *– Felsőörs Limestone Formation;* $^{bö}_{p}T_{2\text{-}3}$ *– Budaörs Formation (Piramita member)*

homokkő fölött kb. fél méter vastag, világosbarna, kovás dolomit következik, amely krinoideás mikrit szövetű mészkő átkristályosodásával jött létre. Efölött erősen összetört, majd porlott dolomit jelzi a tektonikus kontaktust a fedő felé, amelyet fehér, pados, mészalgás dolomit alkot (az erősen átkristályosodott kőzetben található Dasycladacea-metszetek nem voltak meghatározhatóak).

2. Iszkaszentgyörgy és az Iszka-hegy közötti domb RAINCSÁK (1979) térképén „Piramita" néven szerepel, ahonnan a „mendola típusú" fehér, biogén mészkő felszíni előfordulását ismertette „a megyehegyi dolomit feletti helyzetben, de közvetlenül nem észlelhető településben" (in KAISER & RAINCSÁK 1984, p. 35.). Terepbejárásaink során a domb DNy-i, viszonylag rosszul feltárt oldalában a következő rétegsort észleltük (3. *ábra*):

A Megyehegyi Dolomit legfelső padjára éles határral jól rétegzett mészkő települ, amely tömegesen tartalmaz brachiopoda teknőket. Efölött – rövid feltáratlan szakasz után – szürkésbarna, márgás mészkő törmelékét találtuk, amelyből a következő ősmaradványok kerültek elő: *Michelinoceras* ? sp., *Norites* sp., *Asseretoceras* cf. *camunum, Lardaroceras* ? sp., *Paraceratites* ? sp. *indet., Longobardites zsigmondyi, Flexoptychites* cf. *flexuosus, Flexoptychites* cf. *acutus, Flexoptychites* sp. indet. A megismert faunakép (a *Lardaroceras* és a *Paraceratites* nemzetségbe tartozó alakok dominanciája) alapján a rétegsorban a Trinodosus Zóna jelentős része, akár a Trinodosus Szubzónától a Pseudohungaricum Szubzónáig terjedő intervallum is képviselve lehet. Az ammoniteszes mészkő tehát a felső-illyr alemeletbe sorolható, a pontosabb biosztratigráfiai besoroláshoz mesterséges feltárásra és rétegről rétegre történő gyűjtésre lenne szükség.

Az ammoniteszes mészkő fölött – újabb rövid feltáratlan szakaszt követően – rosszul rétegzett, illetve tömeges, világosdrapp mészkő települ, amely a dombtető peremét alkotja. Vékonycsiszolatában a nagy mennyiségű bekérgezett szemcsén (főleg mikro-, ritkábban pizoonkoidokon) kívül bentonikus foraminiferák, ostracodák, echinodermata vázelemek, molluszkák és szivacs-maradványok (?*Deningeria* sp.) észlelhetők (*I. tábla*). A mészkőgerinctől dőlésirányban – egy kisebb mélyedést követően – a Budaörsi Dolomitból felépülő hegytető következik.

3. Az Iszka-hegytől É-ra lévő Öreg-Iszka vonulatát Megyehegyi Dolomit alkotja, amelynek felső szakaszán mészalgákkal jellemzett szubtidális és laminites intertidális rétegtagok váltakoznak. A fedő rétegsort az Öreg-Iszka ÉNy-i oldalán lévő Valéria-erdőben szórványosan jelentkező törmelék alapján rekonstruálhatjuk, ahol a Megyehegyi Dolomitra vörös agyag, majd sárgásbarna dolomitosodott mészkő következik, brachiopoda metszetekkel. RAINCSÁK (in GYALOG et al. 1976–78) egykori megfigyelése szerint efölött agyagosodott tufa települ. Az igen rosszul feltárt területen törmelékből gyűjtött mészkő a mikrofácies vizsgálatok szerint bioklasztos (echinodermatás, bentonikus foraminiferás, molluszkás, szivacsmaradványos, *Anisocellula fecunda* mikroproblematikumokat tartalmazó), bekérgezett szemcsés (főleg mikroonkoidos) grainstone néhány pizoonkoiddal, és viszonylag sok vulkanoklasztit törmelékszemcsével (*II. tábla*). A Valéria-erdő ÉNy-i szélén szálban is kibukkan a fedő Budaörsi Dolomit, a laminittel váltakozó szubtidális fáciesű rétegtagok egyes padjai tömegesen tartalmaznak *Diplopora annulata* metszeteket (PIROS O. szóbeli közlése). A Megyehegyi és a Budaörsi Dolomit között települő medencefáciesű rétegsor vastagsága – 30°-os átlagdőléssel számolva – kb. 60–70 méternek adódik.

A Bakonykúti-vonaltól délre lévő pikkelyben a Megyehegyi Dolomitra települő mészkőösszlet – litológiai megjelenése és rétegtani helyzete alapján – a Felsőörsi Formációba sorolandó, azon belül a Balaton-felvidék típusterületén definiált tagozatok is elkülöníthetők (BUDAI 1993): a brachiopodás mészkő a Horoghegyi, míg a Piramita ammoniteszes mészköve a Bocsári Tagozattal azonosítható. Jelenlegi ismereteink szerint a Felsőörsi Mészkő a Keleti-Bakonyban Iszkaszentgyörgy közvetlen környékére korlátozódik, melyet a Vászolyi Formáció allodapikus biogén mészkő és vulkanit váltakozásából álló rétegsora vált fel heteropikusan a Piramitától DNy-ra (a Valéria-erdő területén).

A Piramita DNy-i oldalában a felső-illyr Felsőörsi Mészkő fölött települő szivacsmaradványos, onkoidos biogén mészkő annak a diploporás dolomitnak a heteropikus fáciese, amelyben az Iszkaszentgyörgy Iszkt–1 fúrás leállt (2. *ábra*). Az iszkaszentgyörgyi „mendola típusú" mészkő tehát nem a Balaton-felvidéki Tagyoni Mészkő megfelelője, hanem annál fiatalabb platform része. Ezt a legfelső-anisusi–alsó-ladin platformkarbonátot a Budaörsi Formáció legalsó tagozataként, Piramitai Tagozat néven javasoljuk elkülöníteni.

A délkeleti pikkely karni összletét több száz méter vastag sekélytengeri karbonát alkotja, amelyen belül a különböző platformok (a Budaörsi, a Sédvölgyi és a Fődolomit) egymástól történő elhatárolása meglehetősen bizonytalan. Az idősebb platformtestek a Fődolomit jól fejlett Lofer-ciklusokból felépülő sorozatától elsősorban a lejtőfáciesek, valamint a vékony márgabetelepülések

alapján különíthetők el. A csóri Hideg-völgy alsó szakaszán túlnyomórészt szubtidális, zöldalgás rétegtagok alkotják a rétegsort. Az efölött települő ciklusos felépítésű Fődolomitban a szubtidális fáciesű rétegeket megalodusok és nagytermetű csigák jellemzik (pl. a Baglyas DK-i oldalában lévő Mandulás környékén).

Északnyugati pikkely

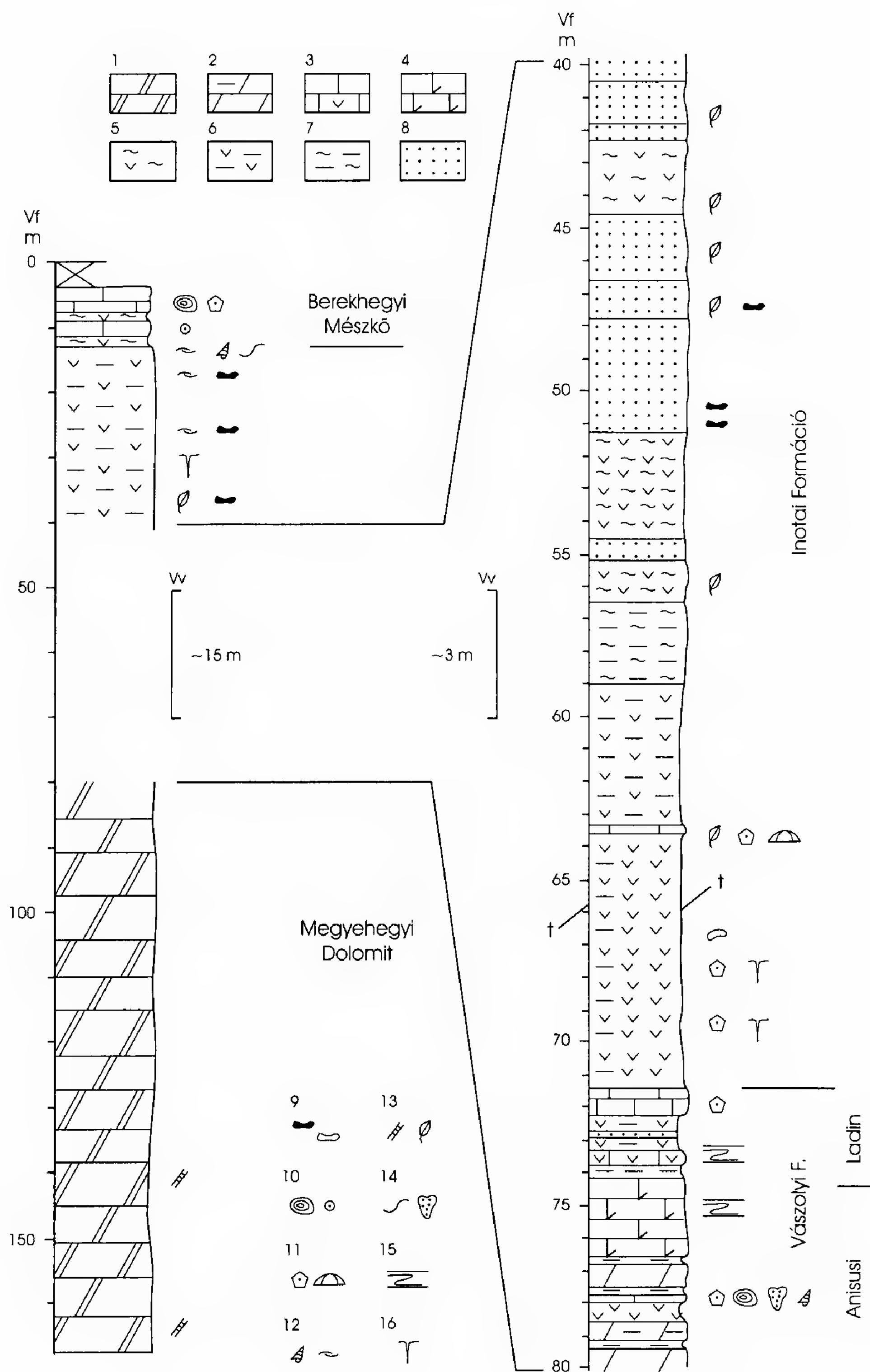
A Bakonykúti-vonal feltolódási frontjától É-ra lévő pikkely felső-anisusi–ladin rétegsora néhány felszíni feltárás (KÓKAY & RAINCSÁK 1980a, b; BUDAI et al. 1985), valamint a Várpalota Vpt–3 és a Bakonykúti But–2 fúrás rétegsora alapján ismert (RAINCSÁK 1980, KÓKAY & RAINCSÁK 1983, GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER 1993). A Dunántúli-középhegység azonos korú képződményeitől merőben eltérő kifejlődésű rétegsort a Várpalota Vpt–3 fúrás rétegsora alapján, a valódi vastagság-értékek szerint ismertetjük (*4. ábra*).

A medencefáciesű rétegsor feküjét vastagpados, erősen összetört, világosszürke, mikrites-mikropátitos Megyehegyi Dolomit alkotja, amelyben szórványosan Dasycladacea-metszetek láthatók. A meglehetősen rossz megtartású flórát a *Physoporella pauciforata pauciforata* és a *Physoporella pauciforata undulata* faj alkotja (PIROS O. szóbeli közlése), ennek alapján a rétegsor az anisusi emeletbe sorolható.

A Megyehegyi Dolomitra települő mintegy 6,5 m vastag rétegsort dolomit, kovás dolomit, dolomitos mészkő, tufás-krinoideás mészkő építi fel, amelyben bentonitosodott tufa vékony rétegei települnek (Vászolyi Formáció). A mészkő jellegzetessége a finomszemcsés peloidos befoglaló anyagban észlelhető átülepített bioklasztok nagy mennyisége. Utóbbiak között gyakoriak a krinoideák, a csigák, a mészszivacsok (?*Celyphia* sp.) és az onkoidok, ritkábbak az ostracodák, a bentonikus foraminiferák és a brachiopodák (*III. tábla*). A mészkőrétegek iszaprogyásos szerkezete ugyancsak lejtőn történt áthalmozódásra utal.

A medencefáciesű karbonátos rétegsor felett vulkanitból és vulkanoklasztitból felépülő összlet következik mintegy 28 méter vastagságban. Alsó, kb. 12 m vastag szakaszát bentonitosodott tufa, tufa és tufás márga alkotja, amelyben krinoidea vázelemek, egyes szintekben krinoideás mészkőrétegek fordulnak elő. A fölötte települő rétegsor túlnyomórészt vulkanoklasztitból épül fel, a zöldesszürke homokkőben gyakoriak a vulkanit anyagú kavicsok és a szenesedett növénymaradványok, amelyek RÁKOSI L. szóbeli közlése szerint az araukária-félékhez tartoznak. A rétegsor felső 2 méterén viszonylag gyakorivá válnak az aprószemű kavicsok, amelyek anyaga túlnyomórészt középső-triász mészkő, alárendelten vulkanit.

A vulkanoklasztit fölött szürke, féregjáratos–daonellás márga következik, majd vékony bentonitosodott tufarétegekkel tagolt biogén mészkő zárja a rétegsort. A mészkő nagyon finom, illetve finomszemcsés peloidos-mikroonkoidos packstone/grainstone befoglaló anyagában átülepített bioklasztok (gastropodák, bentonikus foraminiferák, echinodermata vázelemek, ostracodák), és ritkábban pizoonkoidok figyelhetők meg.



1
2
3
4
5
6
7
8
Vf
m
0
50
100
150
Berekhegyi
Mészkő
Vv
Vv
~15 m
~3 m
Megyehegyi
Dolomit
9
10
11
12
13
14
15
16
Vf
m
40
45
50
55
60
65
70
75
80
t
t
Inotai Formáció
Vászolyi F.
Ladin
Anisusi

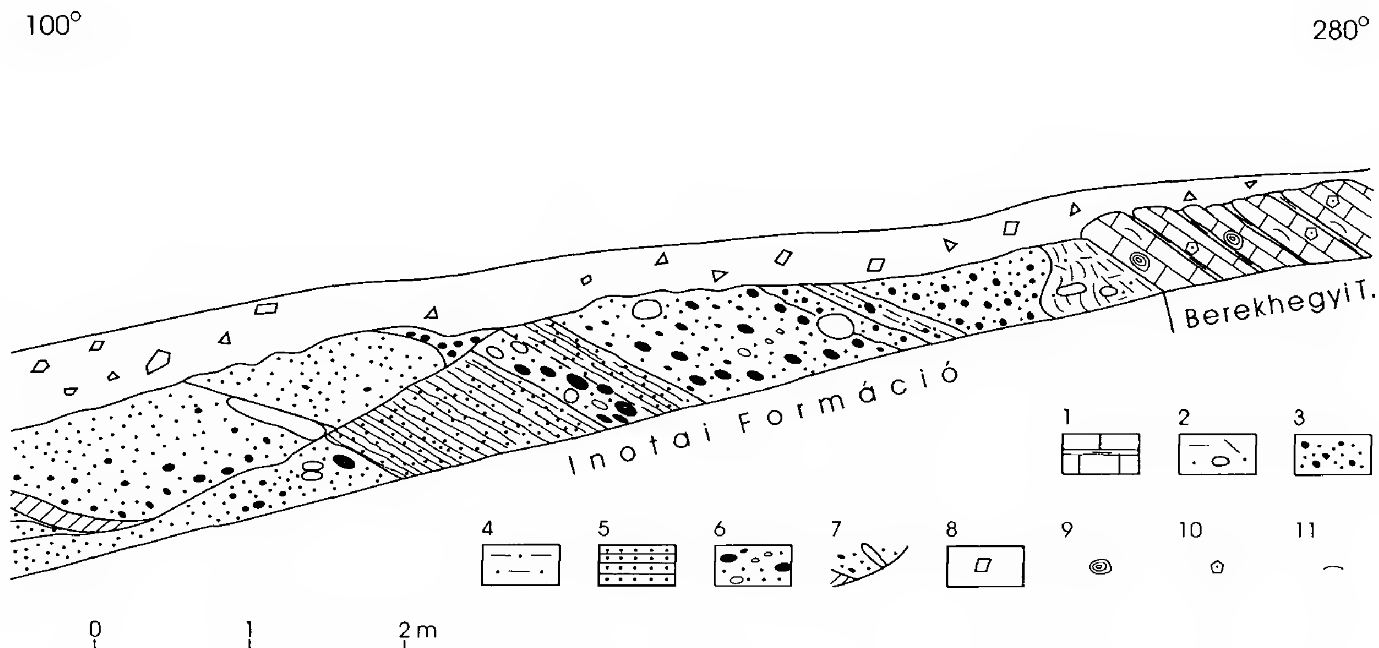
A rétegsor kronosztratigráfiai besorolása a fúrás mikropaleontológiai vizsgálata alapján történt. GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER (1993) szerint a fúrás 75,8–89,8 métere között jellegzetes felső-illyr foraminiferák észlelhetők (*Glomospirella triphonensis, Diplotremina astrofimbriata*), fassai faunaegyüttes azonban csak jóval feljebb, 56,8 méternél jelenik meg (*Paratriassina jiangyouensis, Diplotremina altoconica, Turriglomina mesotriassica*). Az anisusi és a ladin emelethatárt a sporomorphák alapján sikerült pontosítani a 74,5 m-ből előkerült jellegzetes fassai flóra kimutatásával (*Kugleriana meieri, Cannanoropollis scheuringii, Cannanoropollis brugmani, Triadispora* div. sp.).

A fentihez hasonló rétegsort harántolt a Bakonykúti But–2 térképező fúrás is azzal a különbséggel, hogy abban a vulkanoklasztit rétegsor felső harmadát mintegy 15,5 m vastag biodetrituszos mészkő közbetelepülés választja el az alsó kétharmadtól. DETRE (in KÓKAY & RAINCSÁK 1983) meghatározása szerint a mészkőből előkerült fauna-együttest brachiopodák (*Mentzelia mentzeli, Spiriferina pectinata, Spiriferina fragilis, Aulacothyris* sp.), valamint krinoideák jellemzik. Az anisusi és a ladin emelet határa a mikropaleontológiai vizsgálatok segítségével ebben a fúrásban is a Vászolyi Formáción belül vonható meg, alig egy méterrel a vulkanoklasztit rétegsor bázisa alatt (GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER 1993).

A vulkanoklasztit összlet legfelső szakaszát útbevágás tárta fel az inotai Hidegvölgyben (*5. ábra*). BUDAI et al. (1985) szerint a zöldesszürke homokkőből és aleurolitból felépülő rétegek több szintben tartalmaznak kavics- és konglomerátum rétegeket, illetve lencséket. A kavicsok általában jól kerekítettek, átlagos szemcseméretük 2–5 cm, de elvétve találhatók 15–20 cm átmérőjűek is. A kavicsok anyaga középső-triász mészkő és vulkanit (fluidális szerkezetű riolit, trachit, erősen karbonátosodott dácit, andezit és bazalt, valamint lapillis tufa), a különböző anyagú szemcsék egymáshoz viszonyított aránya rétegenként változó. A vulkanoklasztit rétegösszlet fedőjében vékonypados, világosdrapp mészkő települ, amelynek réteglapjait világoszöld agyagosodott tufit borítja. A Berekhegyi Mészkő mikrites alapanyagú, nagy mennyiségben tartalmaz átülepített lito- és bioklasztokat, amelyek részben kékalgák által bekérgezett szemcsék, részben echinodermata-, molluszka- és zöldalga-törmelékek. A viszonylag gazdag foraminifera-együttesben ORAVECZNÉ-SCHEFFER A. szóbeli közlése szerint a következő alakok fordulnak elő: *Ammobaculites* sp. *Austrocolomia* sp., *Diplotremina* cf. *astrofimbriata, Diplotremina* sp., *Duostomina alta, Earlandinita*

← *4. ábra.* A Várpalota Vpt–3 fúrás rétegsora. Jelmagyarázat: 1. pados dolomit (platformfácies); 2. vékonyréteges, kovás dolomit; 3. mészkő, tufás mészkő; 4. dolomitos mészkő; 5. márga, tufás márga; 6. agyagos, bentonitos tufa, tufit; 7. bentonitos márga; 8. homokkő, vulkanoklasztit; 9. kavics (karbonát és vulkanit), plasztoklaszt; 10. onkoid, ooid; 11. krinoidea, echinoidea; 12. csiga, Daonella; 13. Dasycladacea, szenesedett növénymaradvány; 14. féregjárat, szivacs; 15. iszaprogyás; 16. száradási repedés. Rövidítések: t – tektonikus kontaktus; Vf – fúrt vastagság; Vv – valódi vastagság

Fig. 4. Stratigraphical column of the Várpalota Vpt–3 borehole. Legend: 1 bedded dolomite (platform facies); 2 thin-bedded siliceous dolomite; 3 limestone, tuffitic limestone; 4 dolomitized limestone; 5 marl, tuffitic marl; 6 bentonitic, clayey tuff, tuffite; 7 bentonitic marl; 8 sandstone, volcanoclastite; 9 pebbles (carbonate and volcanite), plasticlasts; 10 oncoids, ooids; 11 crinoids, echinoids; 12 gastropods, Daonellids; 13 Dasycladacea, carbonized plant remnants; 14 burrows, sponges;15 slump; 16 mud craks. Abbreviations: t – tectonic contact; Vf – thickness in borehole; Vv – valid thickness



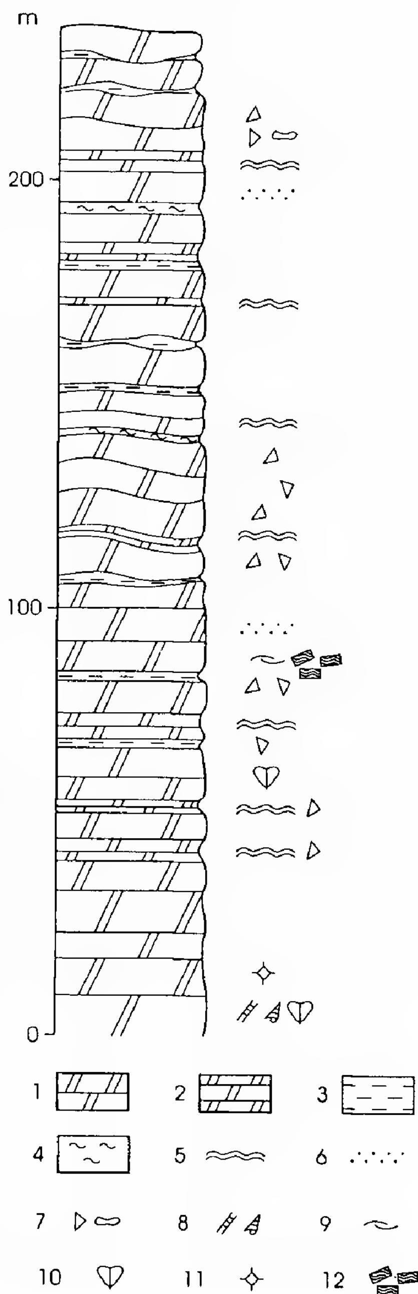
5. *ábra.* Az Inotai Formáció feltárása a Hideg-völgy útbevágásában, Inotán (BUDAI et al. 1985 alapján). Jelmagyarázat: 1. világosszürke pados mészkő tufás agyag betelepülésekkel; 2. agyagos, aleuritos, kavicsos mállott tufa; 3. vulkanit-kavicsos homokkő; 4. mállott aleuritos tufa; 5. vulkanit-homokkő; 6. karbonát- és vulkanit-kavicsos konglomerátum; 7. lejtőmozgásos szelvényszakasz; 8. kőzettörmelékes kvarter fedő; 9. onkoidok; 10. krinoidea töredékek; 11. filamentum

Fig. 5 Geological profile of the Inota Formation in the road-cut of Hideg valley, Inota. Legend: 1 light grey bedded limestone with tuffaceous clay intercalations; 2 weathered clayey, silty tuff with pebbles; 3 sandstone with volcanic pebbles; 4 weathered silty tuff; 5 volcanic sandstone; 6 conglomerate with carbonate and volcanite pebbles; 7 landslide; 8 Quaternary debris; 9 oncoids; 10 crinoid sclerite; 11 filaments

sp., *Endothyra kuepperi*, *Endothyra* sp., *Nodosaria* cf. *ordinata*, *Ophthalmipora* sp., *Paleotextularia* sp., *Pachyphloides* (*Kriptoseptida*) cf. *klebelsbergi*, *Trochammina alpina*, *Variostoma exile*. Ezek között több olyan taxon is található, amely a Berekhegyi Mészkő hajmáskéri alapszelvényének vizsgálata során is előkerült (HAAS et al. 2000). A mészkő rétegtani fedője nem ismert, a Bakonykúti-medence aljzatában feltehetően a Budaörsi Dolomit platformkarbonátja települ fölötte.

A Keleti-Bakony triász vonulatának északi pikkelyében a ladin vulkanoklasztit rétegsort önálló litosztratigráfiai egységként javasoljuk elkülöníteni, mivel a jelenleg érvényben lévő rétegtani táblázat egyetlen hivatalos egységéhez sem sorolható. Az Inotai Formáció elterjedési területe a jelenlegi ismeretek szerint a Keleti-Bakonyra korlátozódik. Feküje a felső-anisusi–alsó-ladin Vászolyi Formáció (sensu VÖRÖS et al. 1997), fedőjét a Füredi Mészkő Formáció Berekhegyi Tagozatának felső-ladin–alsó-karni allodapikus mészköve alkotja. A formáció javasolt alapszelvénye az inotai Hideg-völgy útbevágása, hivatkozási szelvénye a Várpalota Vpt–3 (13,3–71,4 m) és a Bakonykúti But–2 (4,5–93,7 m) fúrás.

Az Inotai Formáció fölött települő karni platformkarbonátok rétegsora a Várpalotáról Szápár felé tartó úttal közel párhuzamosan futó, ÉÉNy–DDK-i irányú völgy ÉK-i, meredek, sziklás oldalában több száz méter vastagságban tanulmányozható (*6. ábra*). A túlnyomórészt pados–vastag-



6. ábra. A Keleti-Bakony alsó-karni rétegsora a Várpalota–szápári úttól ÉK-re lévő völgyben. Jelmagyarázat: 1. pados–vastagpados dolomit (szubtidális fácies); 2. vékonyréteges dolomit (intertidális fácies); 3. agyag; 4. márga; 5. algalaminit; 6. osztályozott aprószemcsés litoklasztit; 7. litoklaszt, plasztoklaszt; 8. Dasycladacea, csiga; 9. kagyló; 10. megalodonták; 11. likacsok; 12. felszakadt algaszőnyeg

Fig. 6 Lower Carnian sequence of the Eastern Bakony Mts in the valley along the road between Várpalota and Szápár. Legend: 1 bedded, thick-bedded dolomite (subtidal facies); 2. thin-bedded dolomite (intertidal facies); 3 clay; 4 marl; 5 algal laminite; 6 sorted fine-grained lithoclastite; 7 lithoclasts, plasticlasts; 8 Dasycladacea, gastropods; 9 bivalves; 10 Megalodontids; 11 pores; 12 cracked algal mat

pados dolomitból felépülő rétegsor alsó szakaszát a völgy D-i torkolatánál lévő kis murvafejtő tárja fel, ahol a likacsos dolomitban rossz megtartású mészalgák, csigák és Megalodus-szerű kőbelek figyelhetők meg. A rétegsorban felfelé a pados szubtidális fáciesű rétegtagok vékonyréteges, intertidális fáciesű laminitekkel váltakoznak. A viszonylag változatos üledékek és üledékszerkezetek (plasztoklasztok, osztályozott litoklasztitok, kiékelődő rétegek és elmosási felszínek, feltépett algaszőnyeg darabok) enyhe lejtőn történt, feltehetően viharok által előidézett áthalmozódásra utalnak. A karni platform (Budaörsi vagy Sédvölgyi Dolomit) lejtőfáciese és a medenceüledék (Veszprémi F.) összefogazódását jelzi a néhány deciméteres márgabetelepülés a szelvény felső szakaszán.

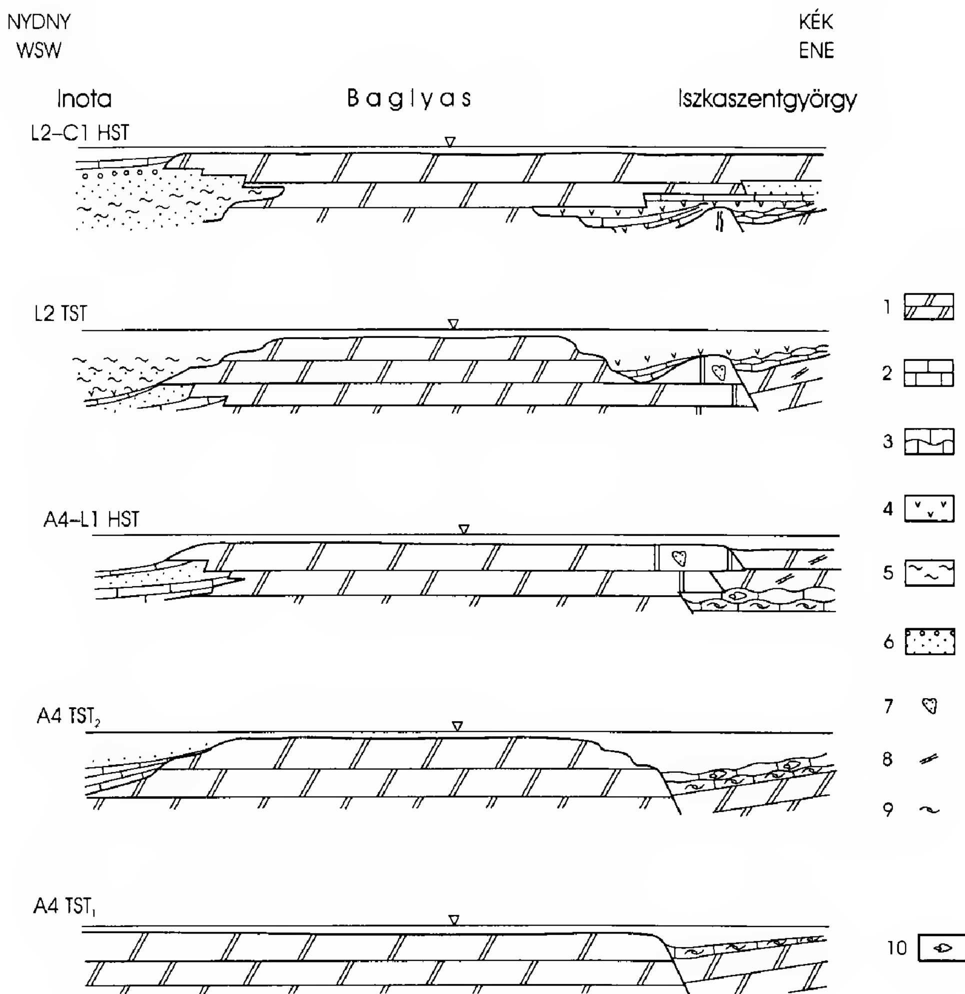
Fejlődéstörténet, korreláció

A középső-triász tektonikailag meglehetősen mozgalmas időszaka volt a Nyugati-Tethys fejlődéstörténetének. A Dolomitok vizsgálata eredményeként régóta közismert, hogy a középső-triász medencék intenzív süllyedésével egy időben erőteljes emelkedés, szárazra kerülés és lepusztulás játszódott le az azokkal szomszédos területeken, a szerkezeti mozgásokat vulkáni működés kísérte (Bosellini & Rossi 1974; Viel 1979; Pisa et al. 1980).

A Keleti-Bakony a középső-triász során kiemelt helyzetű self-terület volt, amely a Balaton-felvidék hemipelágikus medencéje felé a Veszprémi-fennsík paleolejtőjén keresztül kapcsolódott (Haas & Budai 1999). A viszonylag sekély terület üledékképződési viszonyait – akárcsak a Balaton-felvidéki medencéét – alapvetően a relatív tengerszintváltozás és a vulkanizmus határozta meg ebben az időszakban, a két terület fejlődéstörténete azonban – az ősföldrajzi helyzetből fakadó különbségek miatt – több vonatkozásban is eltérő (7. *ábra*).

Anisusi

A Megyehegyi (Tagyoni) Dolomit ciklusos karbonát-összlete a pelsoi magasvízállású szakasza során kialakult karbonátplatform lagúnájának árapályövi és sekély árapályöv alatti zónájában rakódott le (Budai et al. 1993; Vörös et al. 1997). A formáció fedőjében helyenként észlelt vörösagyag a platform felszínre kerülésére és karsztosodására utal (Budai & Haas 1997). Ez a jelenség azzal a szárazulati eseménnyel hozható összefüggésbe, amelyet a Dolomitokban a Felső Serlai Formáció fölötti Richthofen Konglomerátum megjelenése jelez. A fedőben települő brachiopodás mészkő (Felsőörsi Formáció, Horoghegyi Tagozat) a következő transzgresszió kezdetét jelzi (7. *ábra*: A4 TST_1), akárcsak Lombardiában a „Banco a Brachiopodi" az Angoloi Mészkő felső, peritidális dolomitból álló kifejlődése felett (Jadoul et al. 1992; Gianolla et al. 1998). A brachiopoda-együttes összetétele alapján a sekély szublitorális, iszapos aljzatú lagúnát meglehetősen szélsőséges környezeti feltételek jellemezhették (Pálfy 1986, 1991). A további relatív vízszintemelkedés következtében a lagúna és a nyílt tenger között közvetlen kapcsolat alakult ki az illyr második felében (7. *ábra*: A4 TST_2),



7. *ábra*. A „Baglyas platform" és a környező medencék fejlődése az anisusi közepétől a karni kezdetéig. Jelmagyarázat: 1. platformkarbonátok; 2. allodapikus karbonátok; 3. hemipelágikus karbonátok; 4. tufa, tufit; 5. márga; 6. homokkő (vulkanoklasztit), kavicsos homokkő (karbonát és vulkanit); 7. szivacs foltzátony; 8. Dasycladacea-s lagúnafácies; 9. brachiopoda lumashella; 10. ammonites. Rövidítések: A4 – késő-anisusi; L1 – kora-ladin; L2 – késő-ladin; C1 – kora-karni; TST – transzgressziós szakasz (1 - korai, 2 - késői); HST – magasvízállású szakasz

Fig. 7 Evolution of the Baglyas platform and the adjacent basins from the Middle Anisian till the beginning of Carnian. Legend: 1 platform carbonates; 2 allodapic carbonates; 3 hemipelagic carbonates; 4 tuff, tuffite; 5 marl; 6 sandstone (volcanoclastite), pebbly sandstone (carbonate and volcanite); 7 sponge patch-reef; 8 lagoon facies with Dacycladaceans; 9 brachiopod coquina; 10 ammonoids. Abbreviations: A4 – Late Anisian; L1 – Early Ladinian; L2 – Late Ladinian; C1 – Early Carnian; TST – transgressive period (1 - early, 2 - late); HST – highstand period

erre utal a pelágikus faunaelemek megjelenése a rétegsorban (Felsőörsi Formáció, Bocsári Tagozat). Az ezt követő magas vízállású szakaszban az illyr végén, illetve a ladin elején karbonátplatform jött létre (Budaörsi Formáció, Piramitai Tagozat), amelyen belül uralkodóan szivacsokból felépülő foltzátonyok alakultak ki (*7. ábra*: A4–L1 HST). A platformot enyhe hajlású lejtő köthette össze az azt körülvevő medencével (Vászolyi F.), amelynek árapályöv alatti aljzatán a sekélyebb területekről beszállított bio- és litoklasztok halmozódtak fel.

A Keleti-Bakony fenti rétegsora a Dolomitok felső-anisusi (An4) szekvenciájával korrelálható (DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998). A Felsőörsi Mészkő a Morbiaci Mészkőhöz, míg az azzal részben heteropikus Vászolyi Formáció a Biverai Formációhoz hasonló kifejlődésű és korú. A fölöttük következő legfelső-illyr–alsó-ladin platformkarbonát – a Budaörsi Formáció piramitai tagozata – a Dolomitok Contrini Formációjával párhuzamosítható rétegtani helyzete, valamint jellegzetes fáciese és Dasycladacea flórája alapján (PISA et al. 1978; GAETANI et al. 1981). Hasonló szekvencia ismert a Déli-Alpok keleti területein is, ahol az Ugovizzai Breccsa fölött szintén sötét színű felső-illyr mészkő (M. Tuglia F.), majd a Contrini platformkarbonát összlet következik (FARABEGOLI & LEVANTI 1982, GIANOLLA 1992). Ez a szekvencia korábban a Balaton-felvidéken nem volt kimutatható (BUDAI & HAAS 1997), és a Keleti-Bakony területén is csak valószínűsíthető volt (HAAS & BUDAI 1999).

Ladin

A Keleti-Bakony ladin fejlődéstörténete is mutat jelentős eltéréseket a Balaton-felvidékéhez képest. A Balaton-felvidék pelágikus medencéjében kondenzált körülmények között folyt a karbonátiszap lerakódása a fassai második felétől a longobard végéig (Buchensteini Formáció), amelyet távoli vulkanizmus tufaszórásai szakították meg rövid időszakonként (BUDAI 1992, BUDAI & HAAS 1997). Ezzel szemben a Keleti-Bakony területét uraló „Baglyas platform" épülése a ladin transzgresszió idején is lépést tudott tartani a relatív vízszint-emelkedéssel, a DNy-i és ÉK-i oldalán kialakult medencék pedig nem csak a Balaton-felvidék nyílt medencéjétől, hanem némileg egymástól is eltérő módon fejlődtek a ladin idején:

– A DNy-i előtér üledékgyűjtője a közeli vulkáni forrásterületről behordódott nagy mennyiségű vulkanoklasztit lerakódása nyomán folyamatosan sekélyült a ladin második felében. A szenesedett növénymaradványok nagy mennyisége és a kavicsok megjelenése viszonylag közeli szárazulatra utal, amely savanyú, intermedier és bázisos vulkanitokból épülhetett fel (utóbbiak jelenlétére többek között a nagy titántartalmú nehézásványok gyakori előfordulásából lehet következtetni). A karni kezdetén a Baglyas platformja előrenyomult a ladin végére fokozatosan feltöltődött medence irányába. Erre utal a Berekhegyi Mészkő foraminifera-együttesében a platform- és medence-fáciesekre jellemző taxonok kevert előfordulása is (BUDAI et al. 1985).

– A platform ÉK-i hátterében kialakult medencébe csak a feltöltődés utolsó stádiumában jutott be alárendelt mennyiségű törmelék, jelentősebb mérvű

behordódásnak a pusztuló szárazulat felől feltehetően a Baglyas platformja szabhatott gátat.

A Keleti-Bakonyéhoz hasonló, bár jóval intenzívebb és bázisos vulkanizmus zajlott a Dolomitok egyes területein a késő-ladinban, a szárazra került területek eróziója során nagy mennyiségű terrigén törmelék került az üledékgyűjtőbe (BOSELLINI 1991; DE ZANCHE et al. 1993; GIANOLLA et al. 1998). Az inotai vulkanoklasztit dél-alpi megfelelője a „wengeni" összletben keresendő (BUDAI & VÖRÖS 1993). A Buchensteini Csoportba sorolt Zoppéi Homokkő képződésének ideje és körülményei ugyanis eltérőek az Inotai Formációétól: előbbi lerakódása megelőzte a longobard bazaltos vulkanizmust, anyagának viszonylag távoli forrásterületét pedig alapvetően kristályos aljzat alkotta (VIEL 1979; BOSELLINI 1991). A vulkanitokból és karbonátokból álló közeli lepusztulási terület alapján az Inotai Formáció képződési környezete leginkább a wengeni medence platformközeli részéhez lehetett hasonló (BUDAI 1992, BUDAI & VÖRÖS 1993).

A „Baglyas platform" térhódítása a ladin és a karni határán a tengerszintemelkedés megtorpanásához köthető. Tekintettel arra, hogy ez a tendencia nemcsak a Dunántúli-középhegységben (BUDAI & HAAS 1997; HAAS & BUDAI 1999, HAAS et al. 2000), hanem a Nyugati Tethys és az azt körülvevő szárazulat epikontinentális medencéinek területén is megfigyelhető (GIANOLLA & JACQUIN 1998), eusztatikus harmadrendű tengerszint-változást tételezhetünk fel az adott időintervallumban.

Köszönetnyilvánítás

Jelen dolgozat a T. 014902 számú OTKA projekt kutatási eredményeit foglalta össze, a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BUDAI T.), valamint – részben – a T. 026278 számú (VÖRÖS A.) és a T. 029797. számú (HAAS J.) OTKA téma támogatásával. A szerzők köszönettel tartoznak PIROS Olgának a platformkarbonátok Dasycladacea-flórájának, valamint RÁKOSI Lászlónak az inotai vulkanoklasztit növénymaradványainak a meghatározásáért.

Irodalom – References

BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BÁLINT Cs., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ-FELVÁRI Gy., MAJOROS Gy., PEREGI Zs., RAINCSÁK Gy., SOLTI G., TÓTH Á. & TÓTH Gy. 1990: A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. – Földt. Int. Alkalmi Kiadv., 119 p.

BOSELLINI, A. 1991: Geology of the Dolomites. An introduction. – Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization (Ortisei), 3–43.

BOSELLINI, A. & ROSSI, D. 1974: Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. – In: LAPORTE, L. F. (ed.): Reefs in time and space. – *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec.* **18**, 209–233.

BUDAI, T. 1992: Middle Triassic formations of the Balaton Highland and of the Southern Alps. Stratigraphic correlation. – *Acta Geol. Hung.* **35/3**, 217–236.

BUDAI T. 1993: Felsőörsi Mészkő Formáció. – In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász.* Földt. Int. kiadv.

BUDAI, T. & HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **40/3**, 307–335.

BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1993: The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine evolution. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 3–13.

BUDAI T., CSÁSZÁR G. & HORVÁTH I. 1985: Jelentés a Buchensteini Formáció inotai szelvényének vizsgálatáról. – Kézirat. Orsz. Földt. Geof. Adattár (T. 13397), Budapest, 18 p.

CROS, P. & SZABÓ, I. 1984: Comparison of the Triassic volcanogenic formations in Hungary and in the Alps. Paleogeographic criteria. – *Acta Geol. Hung.* **27/3–4**, 265–276.

DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P., SIORPAES, CH. & VAIL, P. 1993: Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). – *Mem. Sci. Geol.* **45**, 1–27.

FARABEGOLI, E. & LEVANTI, D. 1982: Triassic stratigraphy and microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy). – *Facies* **6**, 37–58.

GAETANI, M., FOIS, E., JADOUL, F., & NICORA, A. 1981: Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). – *Marine Geol.* **44/1–2**, 25–57.

GIANOLLA, P. 1992: Evoluzione mediotriassica del vulcanismo di Rio Freddo (Alpi Giulie, Italia). – *Mem. Sci. Geol.* **44**, 193–208.

GIANOLLA, P., DE ZANCHE, V., & MIETTO, P. 1998: Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. – In: Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. – *SEPM Spec. Publ.*, **60**, 723–751.

GIANOLLA, P. & JACQUIN, T. 1998: Triassic sequence stratigraphic framework of Western European basins. – *SEPM Spec. Publ.* **60**, 647–654.

GÓCZÁN, F. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1993: The Anisian/Ladinian boundary in the Transdanubian Central Range based on palynomorphs and foraminifers. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 73–143.

GYALOG L. & CSÁSZÁR G. 1990: A Bakony hegység fedetlen földtani térképe M=1:50 000. – Földt. Int. Kiadv.

GYALOG L., RAINCSÁK Gy. & KAISER M. 1976–78: Alapadatok a Csór 1:20 000-es térképlaphoz. – Kézirat. Földt. Int. Középhegységi Adattár (l. sz. 33/a) 137 p.

JADOUL, F. GERVASUTTI, M. & FANTINI SESTINI, N. 1992: The Middle Triassic of the Brembana Valley: preliminary study of the Esino Platform (Bergamasc Alps). – *Riv. Ital. Pal. Strat.* **98/3**, 299–324.

HAAS, J. & BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. – *Geol. Carpathica* **50/6**, 459–475.

HAAS J., BUDAI T., DOSZTÁLY L., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. & TARDYNÉ FILÁCZ E. 2000: A „Budaörsi platform" (felső-ladin–alsó-karni) előtéri lejtőfáciese Veszprém környékén. A Berekhegyi Mészkő hajmáskéri alapszelvényének vizsgálata. – *Földt. Közl.* **130/4**, 725–758.

HARANGI, Sz., SZABÓ, Cs., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Zs., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. – *Internat. Geol. Rev.* **38**, 336–360.

HORVÁTH, E. & TARI, G. 1987: Middle Triassic volcanism in the Buda Mountains. – *Ann. Univ. Sci. Budapest. Rol. Eötvös, sec. geol.* **27**, 3–16.

KAISER M. & RAINCSÁK Gy. 1984: Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához. Csór. – Földt. Int. Kiadv. 31–36.

KÓKAY J. & RAINCSÁK Gy. 1980a: Földtani leírás a Várpalota 20 000-es földtani térkép területéhez. – Kézirat. Földt. Int. Középhegységi Adattár (l. sz. Vp32), 26–36.

KÓKAY J. & RAINCSÁK Gy. 1980b: Várpalota 25 000-es foltleírások. – Kézirat. Földt. Int. Középhegységi Adattár (l. sz. Vp32), 217 p.

KÓKAY J. & RAINCSÁK Gy. 1983: Földtani leírás a Várpalota és Hajmáskér (Lőtér) jelű 20 000-es földtani térkép területéhez. – Kézirat. Földt. Int. Középhegységi Adattár (l. sz. Vp32), 37–53.

KUBOVICS, I. 1985: Mesozoic magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains. – *Acta Geol. Hung.* **28/3–4**, 141–164.

LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 1998: A Dunántúli-középhegység metamorf képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* 73–86, Budapest.

LÓCZY L. Id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – *A Balaton tud. tanulm. eredményei* **1/1**, 617 p.

ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. – *Földt. Közl.* **93/1**, 63–73.

ORAVECZ J. & VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1961: A Vértes- és a Bakony-hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata. – *Földt. Közl.* **91/2**, 162–172.

PÁLFY J. 1986: Balaton-felvidéki középső-triász brachiopoda faunák vizsgálata. – *Ősl. Viták* **33**, 3–52.

PÁLFY, J. 1991: Paleoecological significance of Anisian (Middle Triassic) brachiopod assemblages from the Balaton Highland, Hungary. – In: MACKINNON, D. I., LEE, D. E. & CAMPBELL, J. D. (eds): *Brachiopods through Time*. 241–246.

PÁLFY J. 1992: Anizuszi (középső triász) brachiopoda paleobiogeográfia az alp-kárpáti térségben. – *Ősl. Viták* **38**, 59–69.

PÁLFY, J. 1994: Paleoecological, biostratigraphic and paleobiogeographic fingerprints of brachiopod faunas: case studies from the Anisian of Hungary. – In: GUEX, J. & BAUD, A. (eds): Recent Developments on Triassic Stratigraphy – *Mémoires de Géologie* (Lausanne) **22**, 115–120.

PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E. 1978: Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo a dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). – *Mem. Soc. Geol. Ital.* **18**, 63–92.

PISA, G., CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P. L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E. 1980: Middle Triassic magmatism in the Southern Alps. I.: A review of general data in the Dolomites. – *Riv. Ital. Pal. Strat.* **85/3–4**, 1093–1110.

PÓRSZÁSZ K. 1955: Jelentés az 1954. évben Iszkaszentgyörgy környékén végzett földtani térképezés eredményeiről. – Kézirat. Orsz. Földt. Geof. Adattár, Budapest, 90 p.

RAINCSÁK Gy. 1979: A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat. Csór. Észlelési és fedetlen földtani térkép. – Földt. Int. kiadv.

RAINCSÁK Gy. 1980: A Várpalota-Iszkaszentgyörgy közötti triász vonulat szerkezete és földtani felépítése. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1978**, 187–196.

RAVASZ, Cs. 1973. Mineralogical Petrographical studies on Middle Triassic tuffs of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. – *Acta Min.-Petr. Szeged.* **21/1**,123-139.

SZABÓ, I. & RAVASZ, Cs. 1970: Investigation of the Middle Triassic volcanics of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. – *Ann. Hist. Natur. Mus. Nat. Hung.* **62**, 31–51.

TAEGER H. 1913: A tulajdonképpeni Bakony délkeleti részének szerkezeti alapvonásai. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1912**, 156–170.

VIEL, G. 1979: Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi-Meridionali). I-II. – *Riv. Ital. Pal. Strat.* **85/1**, 85–125, **85/2**, 297–352.

VÖRÖS A., BUDAI T., LELKES Gy., MONOSTORI M., & PÁLFY J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoökológiai vizsgálatok alapján. – *Földt. Közl.*, **127/1–2**, 145–177.

Kézirat beérkezett: 2000. 12. 08.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I

Mikrofácies-típusok az iszkaszentgyörgyi Piramita-hegy felső-illyr platformkarbonátjából (Budaörsi F., piramitai t.)
Microfacies-types of the Upper Illyrian platform carbonate from the Piramita Hill at Iszkaszentgyörgy (Budaörs Fm, Piramita mb)

1. Bioklasztos, bekérgezett szemcsés grainstone. A bioklasztokat bentonikus foraminifera (BF) és echinodermata vázelem (E) képviseli, a bekérgezett szemcsék mikro- és pizoonkoidokból állnak (a finomabb és durvább szemcsenagyságú sötét szemcsék). A kép közepén látható két onkoid nucleusa apró molluszkahéj-töredék. N=32x
Grainstone with bioclasts and coated grains. Bioclasts are represented by benthic forams (BF) and echinoderm fragments (E), whereas the coated grains consist of micro- and pizooncoids (the finer and coarser dark grains). The nuclei of the two oincoids in the middle of the picture are small fragments of molluscs. 32x

2. Bioklasztos, bekérgezett szemcsés packstone/grainstone. A finomszemcsés, mikroonkoidos befoglaló anyagban csiga (felül középen), pizoonkoid (jobb alsó sarok) és foraminifera (bal alsó sarok) · látható. N=32x

Packstone/grainstone with bioclasts and coated grains. In the fine grained microoncoidal embedding material a gastropod (upper central part), a pizooncoid (lower right corner) and a foraminifer (lower left corner) can be seen. 32x

II. tábla – Plate II

Mikrofácies-típusok az iszkaszentgyörgyi Öreg-Iszka felső-illyr–alsó-ladin tufás mészkövéből (Vászolyi F.)

Microfacies-types of the Upper Illyrian–Lower Ladinian tuffitic limestone from the Öreg-Iszka at Iszkaszentgyörgy (Vászoly Fm.)

1–2. Bioklasztos, bekérgezett szemcsés grainstone. A finomszemcsés, mikroonkoidos befoglaló anyagban molluszka (M) vázelemek (köztük ép gastropoda metszetek, 1. kép bal alsó sarok), mikroproblematikumok (*Anisocellula fecunda* Senowbary-Daryan & Flugel =AF), pizoonkoidok (az 1. kép jobb alsó sarkában és közepén ép gastropoda nucleussal, illetve a 2. *kép* felső részén), echinodermata vázelemek (E) és vulkanoklaszt (V) szemcsék láthatók. N=16x

Grainstone with bioclasts and coated grains. The fine grained microoncoidal embedding material contains mollusc shell fragments (gastropod in the lower left corner of Picture 1), microproblematica (Anisocellula fecunda Senowbary-Daryan & Flügel =AF), pizooncoids (in the lower right corner and in the middle part of Picture 1 with an unbroken gastropod in the nucleus, as well as in the upper part of Picture 2), echinoderm fragments (E), and volcanoclasts (V). 16x

III. tábla – Plate III

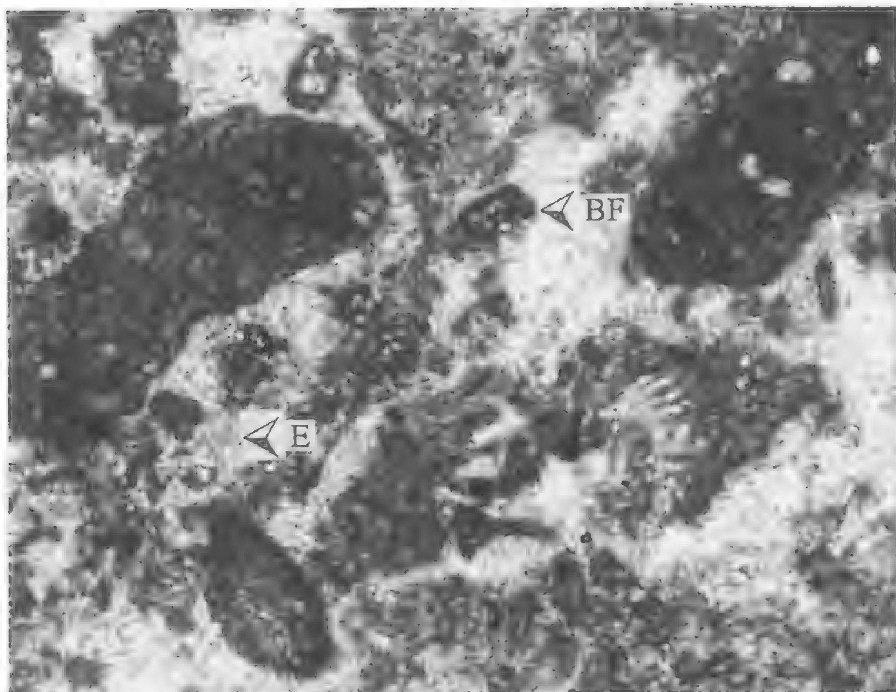
Mikrofácies-típusok a Várpalota Vpt–3 fúrásban harántolt Vászolyi Formációból

Microfacies-types of the Vászoly Formation in the core of Várpalota Vpt-3 borehole

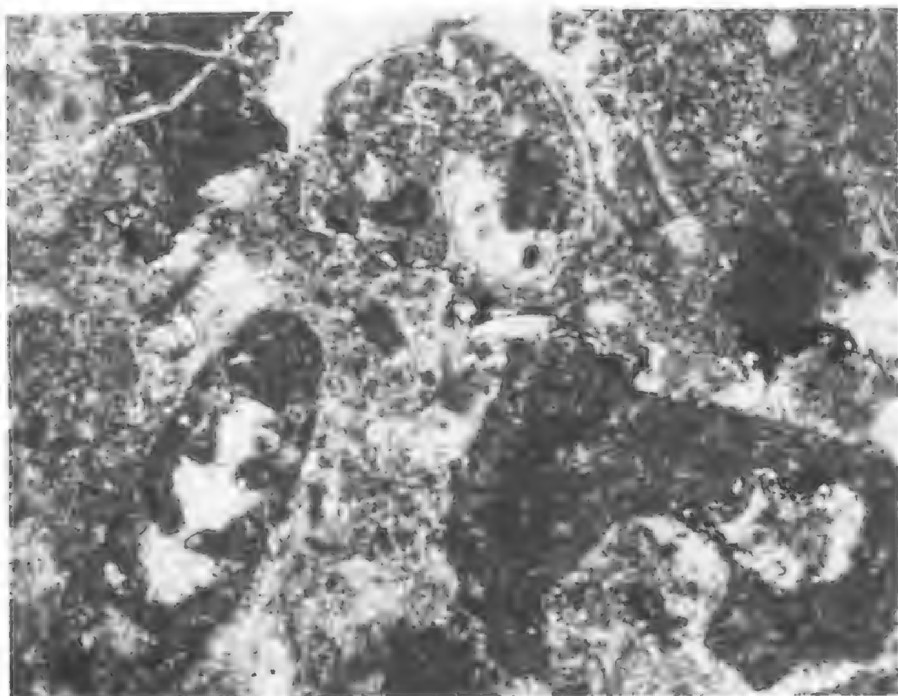
1–2. Bioklasztos-peloidos packstone (78,0 m). A finomszemcsés, peloidos befoglaló anyag mélyebb üledékgyűjtőt jelző fácies, amelyben a sekélyebb leülepedési környezetre (karbonátos rámpára vagy platformra) jellemző biogén szemcsék [mészszivacs-maradványok (Sz), echinodermata (E) és molluszka (M) vázelemek, brachiopodák (B), bentonikus foraminiferák (BF)], valamint bekérgezett szemcsék (onkoidok) átülepítettek. N=16x (1. kép), 32x (2. kép)

Packstone with bioclasts and peloids (78.0 m). The fine grained peloidal embedding material of deeper facies contain biogenic grains [calcareous sponges (Sz), echinoderms (E), molluscs (M), brachiopods (B), benthic forams (BF)], as well as coated grains (oncoids) of allodapic origin, characteristic for shallow ramp or platform source area. Picture 1=16x; Picture 2=32x

I. tábla – Plate I

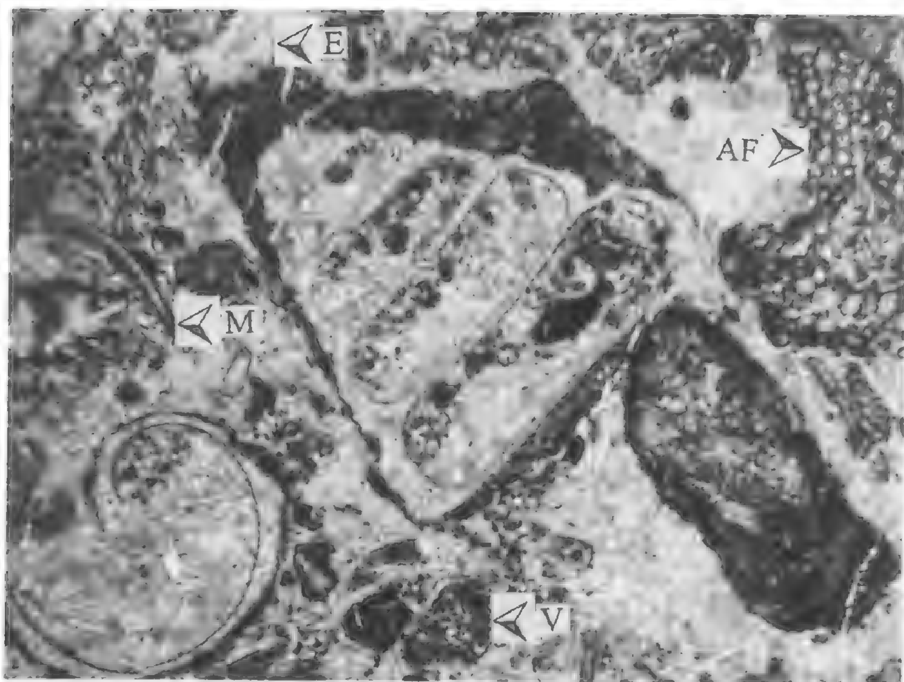


1

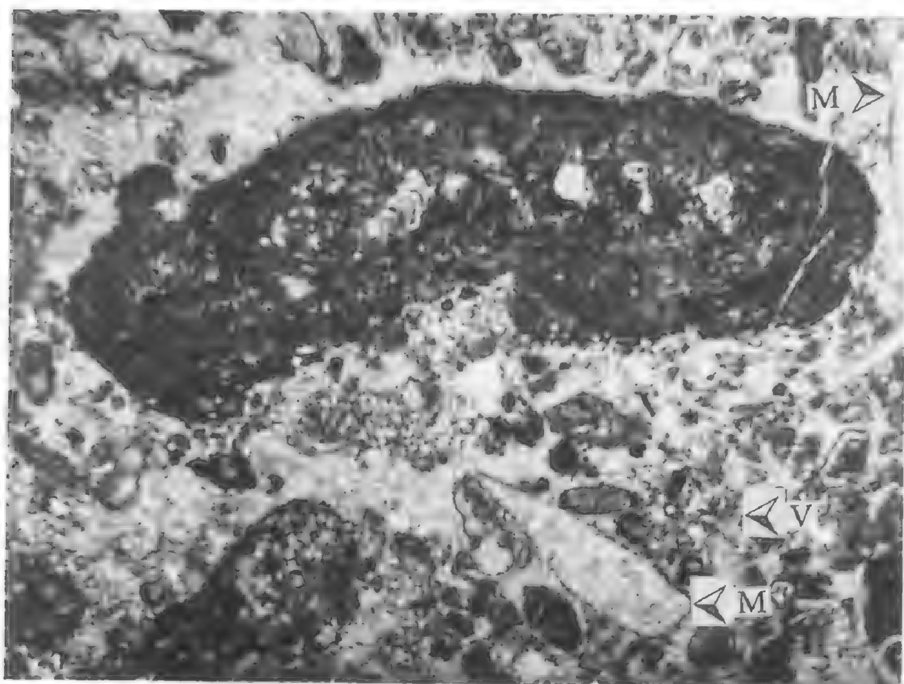


2

II. tábla – Plate II

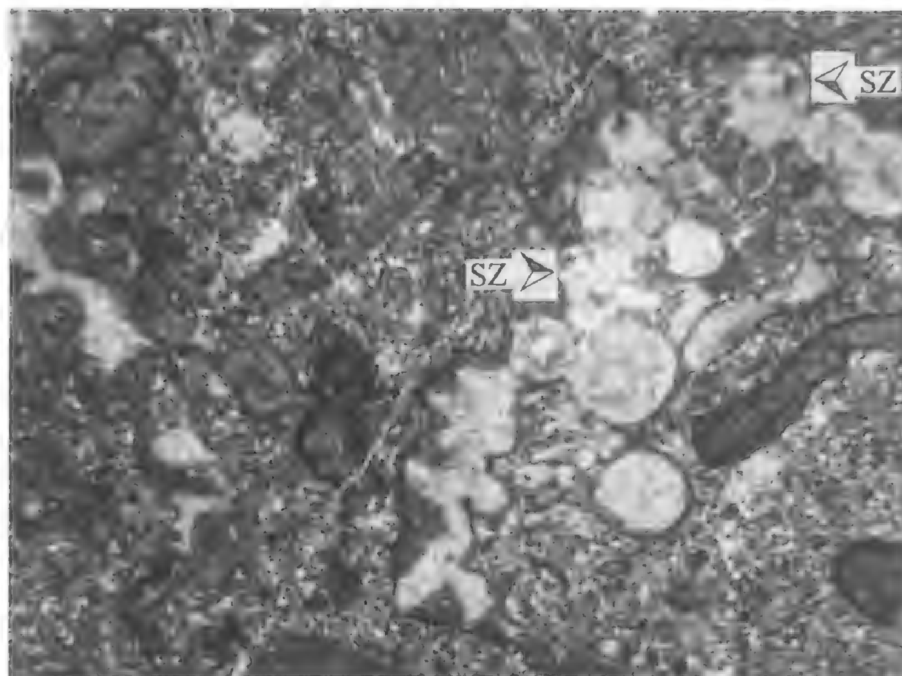


1

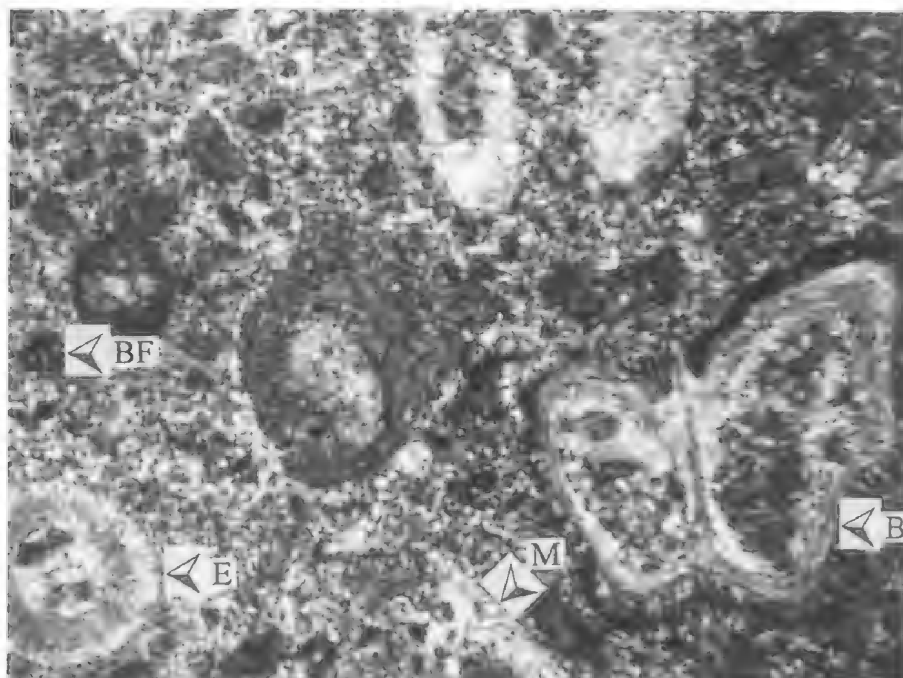


2

III. tábla – Plate III



1



2

Földtani Közlöny 131/1-2, 97-106 (2001) Budapest

The Classopollis visscherii sp. nov.

Classopollis visscheri sp. nov.

Ferencz GÓCZÁN[1]

(3 tábla)

Key words: palynostratigraphy, Upper Norian, Lower Rhaetian, Transdanubian Range, Hungary
Tárgyszavak: palynosztratigráfia, felső-nori, alsó-rhaeti, Dunántúli-középhegység, Magyarország

Összefoglalás

A magyarországi felső-nori és alsó-rhaeti lagúna üledékek agyagos-márgás rétegsorainak sporomorpha asszociációiban domináns Classopollis és Corollina nemzetségek tagjai között jelentős palynosztratigráfiai értékűnek bizonyult egy új taxon, melyet *Classopollis visscherii* sp. nov. néven javasolunk bevezetni.

Előfordulása következetes, fajöltője viszonylag rövid és akméja a nori emelet felső szakaszára esik. Míg a felső-noriban 5–15%-al szereplő Circumpolles csoport tagjai között domináns, addig az alsó rhaeti bázisrétegeiben accessorikus értékű, a Kösseni Formáció szürke márga rétegeiben pedig már ritka, vagy hiányzik. Ezért a sporomorpha tartalmú rétegsorokban alkalmas a nori/rhaeti emeletek parakronosztratigráfiai határának kijelölésére.

Abstract

Among the members of the respective genera Classopollis and Corollina which are dominant in the sporomorph associations of the clayey-marly sequences of the Upper Norian– Lower Rhaetian lagoon sediments in Hungary, a new taxon proved to be of significant palynostratigraphic value. This study suggests that it to be introduced under the name *Classopollis visscherii* sp. nov.

Its occurrence is consistent, its range is relatively short and its acme falls into the upper section of the Norian stage. While among the members of the Circumpolles group (which have a 5–15% share in the Upper Norian) it is dominant, it plays an accessory part only in the basal layers of the Lower Rhaetian; and in the grey marl layers of the Kössen Formation it is rare or missing entirely. Thus, in the sporomorph-bearing sequences it is suitable for designating the parachronostratigraphic boundary of the Norian–Rhaetian stages.

Introduction

In the course of the palynostratigraphic investigations of the Hungarian Norian–Rhaetian sequences and boundary layers, the need to describe a new Classopollis species proved to be of significant palynostratigraphic value, given its relatively short range, consistent occurrence and acme.

In the international special literature, this species was first mentioned in the internal issue (Permian–Triassic Palynology, 1983) of the Laboratory of Palaeobotany and Palynology, State University Utrecht, headed by Prof. Henk VISSCHER. In this publication, W. A. BRUGMAN designated this taxon – under the name *Corollina meyeriana* (var. C.) – as being characteristic of the Norian stage and

[1]H–1138 Budapest, Dagály u. 6.

the lower section of the Rhaetian stage, and represented as a grain with (infra) vermiculate sexine (BRUGMAN, p. 116, Fig. 3).

Its occurrence in Hungary

In the Hungarian Upper Triassic sequences, this species was first found in the alginitic-dolomarly Upper Norian section of the restricted lagoon environment of the borehole Rezi–1. On the basis of its dominant change in the sequence, it was proposed that the designation of the Norian/Rhaetian boundary be set at a depth interval between 197.2 m and 186.6 m. This boundary was encountered in the dark grey marl layers of the Kössen Formation.

In the Upper Triassic sequence of borehole Zalaszentlászló–1, the Norian/ Rhaetian boundary – on the basis of the same evaluation – could be designated in the marl layers of the Kössen Formation, at a depth interval between 308.8 m and 306.6 m.

When publishing the results of the geological investigations of the Upper Triassic formations at Csővár, it was indicated that a species – already with the name *Classopollis visscherii* sp. nov. – had been found in the stratigraphically important sporomorph assemblage (HAAS et al. 1997, pp. 140, 142, 150) some photos of such, grains were also presented (HAAS et al. Pl. XXI, Figs. G, H, J). These grains were found in the Lower Rhaetian basal layers of the Great Quarry at Csővár.

Recently, specimens of the *Classopollis visscherii* sp. nov. have been found during a palynostratigraphic investigation of the Upper Triassic sequence of borehole Vérhalom–1 (HAAS et al. 2000), in the Upper Norian and lowermost Rhaetian layers and with strongly biodegraded organic matter content. A biodegraded specimen, found at 128.5 m in the borehole, is presented in *Pl. I, Fig. 15.*

Its biostratigraphic value

On the basis of its occurrence in Hungary so far, and its palynostratigraphic application, it is not only possible to confirm but also to make more precise the observations of BRUGMAN (1983) on this species (see above). Its quantity conditions in certain Upper Triassic sporomorph associations show clearly that the species appears in the Norian stage, its acme falls into the Upper Norian and its disappearance takes place in the Lower Rhaetian. Besides the decrease in the number of specimens of the Circumpolles, elements (e.g. Praecirculina, Duplicisporites, Pseudenzonalasporites), arriving from the Tuvalian into the Norian stage, show the Corollina– Classopollis species already leading the Circumpolles group in the Upper Norian associations. Here they occur in proportions between 5–15% and among them the *Classopollis visscherii* sp. nov. is dominant. In the Norian/Rhaetian boundary layers, however, it plays only an accessory part. Finally, in the Circumpolles group of the Classopollis–Corollina–Granulo-perculatipollis composition, leading the Lower Rhaetian sporomorph

assemblages to an extent between 40–60 %, it is represented only by a few specimens or totally missing.

Its palynostratigraphic importance was also evident in the Upper Triassic sequence of the borehole Vérhalom–1, in spite of (or due to) the fact that, in the greater part of the sequence the organic matter of vegetable origin, it is so strongly biodegraded that most of the sporomorphs could not be determined on the level of species. Recognition of the *Classopollis visscherii* sp. nov. and its differentiation from the other Classopollis species with tighter exine, however, was made significantly easier by its characteristic inner lath structure and the loose "link between the body and the mantle".

Palaeontologic descriptions

The intact specimens necessary to describe the species were chosen from the grains preserved in a good state in the sequence of borehole Rezi–1; the photo of the specimen with biodegraded exine from the sequence of borehole Vérhalom–1 is also presented.

For the systematic classification of our specimens, on the one hand, the description of genus Classopollis PFLUG 1953 was accepted, emended by SRIVASTAVA (1976); on the other hand, the emendation of the species type necessary for the validity of the genus, *Classopollis classoides* PFLUG 1953, by POCOCK & JANSONIUS (1961) was also accepted. Accordingly, the specimens were assigned to the genus *Classopollis* PFLUG 1953 and it is proposed that they be introduced as a new species, based on the following description:

Genus: Classopollis PFLUG 1953 emend SRIVASTAVA 1976.
Genus typus: Classopollis classoides PFLUG 1953 emend
POCOCK et JANSONIUS 1961.

Classopollis visscherii sp. nov.

Pl. I, Figs. 1–14, Pl. II, Figs. 1–12, Pl. III, Figs. 1–3

Synonyms

Corollina meyeriana (var.C.) – in: BRUGMAN, 1983, p. 115
Variant C., – BRUGMAN, p. 116, Fig. 3
Corollina meyeriana (C), – BRUGMAN, p. 120
Classopollis visscherii nov. sp. – in: HAAS et al. 1997, pp. 140, 142, 150, Pl. XXI, Figs. G, H, J

Derivato nominis: honour of Prof. Henk VISSCHER
Locus typicus: Rezi, W Hungary, borehole Rezi–1
Stratum typicum: 320.7 m, dark grey marl, Kössen Formation, Upper Norian
Holotypus: specimen in prep. R–I; 18.9–106.2; Pl. I, Figs. 1–10

Diagnosis and description: originally spherical, in a flattened state – both in the equatorial and polar planes, respectively – circular, in half-lateral view dish-shaped, with mainly medium-sized pollen grains, which bear the characteristic marks of Classopollis PFLUG 1953 emend SRIVASTAVA 1976, namely:

– subequatorial circumpolar canal,

– an exoexine divided into two hemispheres by the canal,

– distal cryptopore and proximal tetrad mark.

In addition to these generic marks, they are the carriers of the following species features:

– irregular negative reticulum on the greater part of the surface of the exine - coming into being due to the fact that the laths forming the reticulum developed not outwards from the surface of the exine but inwards, in the direction of the endoexine,

– a band with slight exine thickening and vermiculate sculpture with a width of about 10 μ around the equator – coming into being due to the fact that the lumens of the negative reticula have been slightly stretched longitudinally along the equator, parallel with it, in some rows beside each other, and together with their thin septum they differ from their environment,

– unornamented surface above the subequatorial, circumpolar canal as well as around the distal cryptopore and the small proximal tetrad mark. On the basis of this fact it may be assumed that the outer layer of the exoexine is missing at these places,

– loose link between the endoexine with a wall thickness of about 1 μ and the exoexine, coming into being by the fact that the about 2.0–2.5 μ high laths – forming also the thin septa of the irregular negative reticula of the exoexine – developed not outwards from the surface but between the surface and the endoexine,

– due to this loose link between the endoexine and the exoexine, differentiation of an inner body and an outer mantle seems to be justifiable.

Size: diameter of the grains is 28–38 μ (that of the holotype is 33 μ), diameter of the body is 17–25 μ (that of the holotype is 25 μ), thickness of the exoexine (together with the inner laths) is 2.0–2.5 μ (that of the holotype is 2.5 μ), thickness of the endoexine is 0.8–1.5 μ (that of the holotype is 1.5 μ), width of the subequatorial band is 8.0–10.0 μ (that of the holotype is 10.0 μ), length of the stretched lumens of the band is 1.3–3.0 μ (on the holotype it is 1.5–3.0 μ), branch of the tetrad mark is 1.5–2.5 μ (on the holotype it is 1.5 μ), diameter of the cryptopore is 3.5–5.0 μ (on the holotype it is 3.5 μ), width of the negative reticula is 0.5–1.2 μ (as is the case with the holotype).

Differencial diagnosis: out of the Classopollis species known so far, the *Classopollis visscherii* sp. nov. most resembles the *Cl. classoides* PFLUG 1953 emend POCOCK et JANSONIUS 1961, mainly due to the structure and ornamentation of the exine. It resembles *Cl. pflugii* POCOCK & JANSONIUS 1961 with the same elements. However, *Cl. visscherii* sp. nov. differs sharply from both of them in the shape of its

equatorial band and the degree of the loose link between the body and the mantle, because:

– band of the *Cl. visscherii* sp. nov. is of a vermiculate ornamentation, while those of the *Cl. classoides* and *Cl. pflugii* are of canaliculate,

– length of the stretched lumens of the irregular reticula forming the band of the *Cl. visscherii* does not exceed 3 μ, while that of *Cl. classoides* reaches 15 μ (c.f. *Pl. I, Figs. 9–10 and Pl. III, Figs. 4, 7*), and on the holotype of *Cl. pflugii* it composes nearly one third of the length of the grain (POCOCK & JANSONIUS 1961; *Pl. III, Figs. 19–20*). This is why the "canaliculate" attribute, used by the authors, is reasonable in the case of such an exine ornamentation (ibid., p. 445),

– the loose link between the body and the mantle, characteristic of the *Cl. visscherii* sp. nov., is also mentioned in the description of the *Cl. pflugii*, but the degree of the "looseness" at the *Cl. pflugii* – as far as can be judged from the photos – is far from that of the *Cl. visscherii*.

Remarks: It is characteristic of the degree of the loose link between the body and the mantle of *Classopollis visscherii* sp. nov. that in a glycerine-paraffin drop-preparation, after some gentle pressure on the covering plate by the preparatory pin, the mantle was torn apart and the body swam out from the mantle. First photomicroscopic, then SEM shots of the grains – as shown in photos *Pl. II, Figs. 1–11* – were taken in this way. On the basis of the body and mantle shown in *Pl. II, Figs. 8–9*, it seems that the body and mantle, washed after glycerine in distilled water, then taken on the glass plate of the holder also in distilled water, suffered contraction in the course of the drying or the evaporating (see the folds in *Fig. 9*). In spite of this, the vermiculate ornamentation of the exoexine (*Pl. II, Figs. 8, 10–11*), as well as the reticulum-like imprints formed by the inner laths of the exoexine on the surface of the body (*Pl. II, Fig. 9*), can be well observed. It cannot be excluded that the pore-like cavity on the upper part of the body, which is surrounded by the reticulum-like imprints ringwise, is a continuation of the distal cryptopore, observed on the exoexine, in the endoexine. If this is the case, the germinal function of the distal pore can be proved.

The following details can be found in SRIVASTAVA (1976): summary of the terminological and nomenclatural questions on genus Classopollis PFLUG 1953 emend SRIVASTAVA 1976; critical evaluation of its rich literature; the punctat, verrucat, echinat and spinat ornamented species, assigned into the genus; the SEM and TEM examinations; the palaeobotanic connections and palaeoecologic conditions of its parent plants, conquering almost the whole of the Globe from the Triassic to the Turonian. A detailed but not at all complete bibliographic list can also be found in this work.

References

Brugman, W. A. 1983: Permian–Triassic palynology – Laboratory of Palaeobotany and Palynology, 1–120, State Univ. Utrecht.

Haas, J., Tardi-Filácz, E., Oravecz-Scheffer, A. & Góczán, F. 1997: Stratigraphy and sedimentology of Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csővár, North Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **40/2**, 111–177.

Haas, J., Korpás L., Török Á., Góczán F., Hámorné Vidó M., Oravecznė Scheffer A. & Tardiné Filácz E. 2000: Felső-triász medence és lejtő fáciesek a Budai-hegységben a Vérhalom téri fúrás vizsgálatainak tükrében. – *Földtani Közlöny* **130/3**, 371–423.

Pocock, J. & Jansonius, J. 1961: The pollen genus Classopollis Pflug, 1953. – *Micropal.* **7/4**, 439–449.

Srivastava, S. E. 1976: The fossil pollen genus Classopollis. – *Lethaia*, **9**, 437–457.

Kézirat beérkezett: 2000. 01. 10.

Explanation of plates

Plate I

1–10. *Classopollis visscherii* sp. nov. (holotype); 1000x,
1–7 Borehole Rezi–1, 320.7 m; R–I, 18.9–106.2; Upper Norian; LO-analysis
8–10 the same specimen, turned in glycerin drop; 1000x

11–14. *Classopollis visscherii* sp. nov. (paratype); 1000x Borehole Rezi–1.
11–12. 297.3–297.5 m; R–12: 26–33; Upper Norian
13. 320.7 m; R–9: 27–28; Upper Norian
14. 80.0–81.0 m; R–8: 18–24; Lower Rhaetian

15. *Classopollis* cf. *visscherii sp.* nov. (biodegraded specimen); 1000x Borehole Vérhalom–1; 128.5 m; 97654/III, 18.5–100.4, Lowermost Rhaetian

– the subequatorial circumpolar canal, the distal cryptopore and the small proximal trilete mark are visible in figs 5–7, 12;
– connection between the inner body and the mantle are shown in figs 3–4, 8, 13;
– the annular equatorial band (10 μ in width) and its structure are shown in figs 8–10;
– the irregular negative microreticulat ornamentation of exoexine on both side are shown in figs 1, 6, 7, 12, 14;

Plate II

Classopollis visscherii sp. nov. (paratype) Borehole Rezi–1, 297.3–297.8 m;
Upper Norian, Holder No 14/35

1–7. Light micrographs, LO analysis; equatorial view; 1000x

8–11. SEM micrographs of same specimen
8. separated mantle (exoexine); 1000x
9. separated contracted inner body (endoexine) with marks of the laths of the inner layer of the
irregular negative microreticulate ornamented exoexine; 3000x

10–11. middle part of the separated mantle with vermiculate exoexine;
10. 3000x
11. 10 000x

12. *Classopollis visscherii* sp. nov. (paratype); 1000x Borehole Rezi–1, 323.8m, Upper Norian; Holder No 17/3; 1776/6

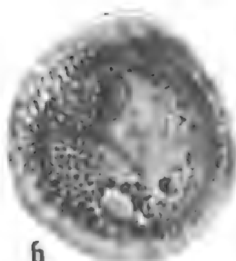
Plate III.

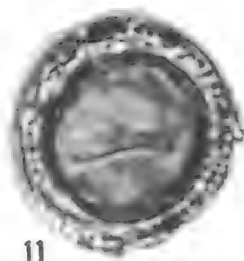
1–3. *Classopollis visscherii* sp. nov. (paratype), Borehole Rezi–1, 297.3–297.8 m; Upper Norian
1. corroded specimen, light micrograph, 1000x
2–3. same specimen, SEM micrographs, 2 = 1000x,
3. a part of the exoexine with vermiculate ornamentation, 10 000x

4–14. *Classopollis classoides* PFLUG 1953 emend POCOCK and JANSONIUS 1961, Borehole Rezi–1, 80,0–81.0 m, Lower Rhaetian
4–10. two specimens from a tetrad or from a massulae, light micrographs, 1000x
4. canaliculate and irregular negative microreticulat sculpture of the exoexine, with annular equatorial band of exoexinal thickening on one side, in half equatorial view
5. equatorial section with the thin endoexine and the semitectat-like exoexine of the right specimen, and a wrinkle on the exoexine of the left specimen
6. canaliculate and irregular negative microreticulat sculpture on the other side with the subequatorial circumpolar canal and the distal cryptopore on the right specimen
7–10. the same sculpture elements on the other side of the same specimens, LO-analysis
11. SEM micrograph of same specimens, 1000x
12. SEM micrograph, a part of the edge of the right specimen, 2600x
13–14. SEM micrograps, parts of the exoexine with sculpture elements of distal pole, 10 000x

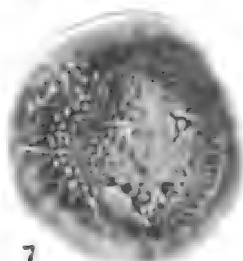
Plate I

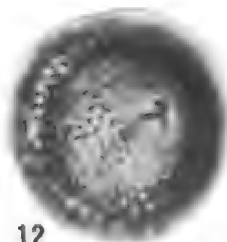

1

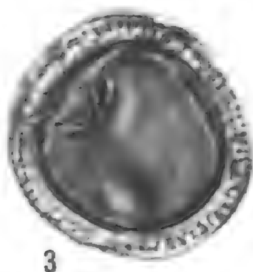

6

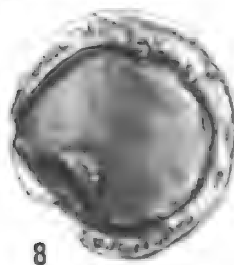

11

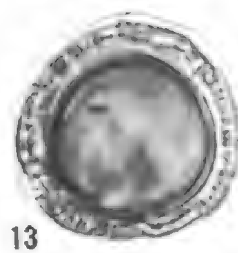

2

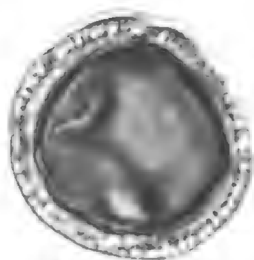

7

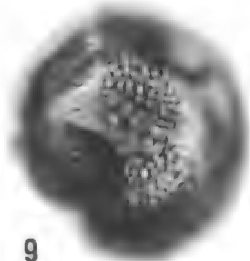

12

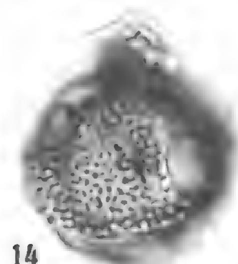

3


8

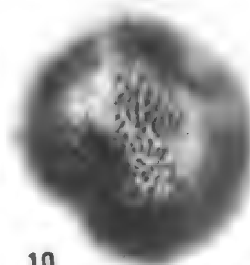

13


4


9


14


5


10

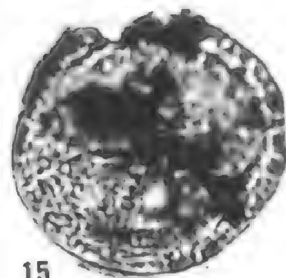

15

Plate II

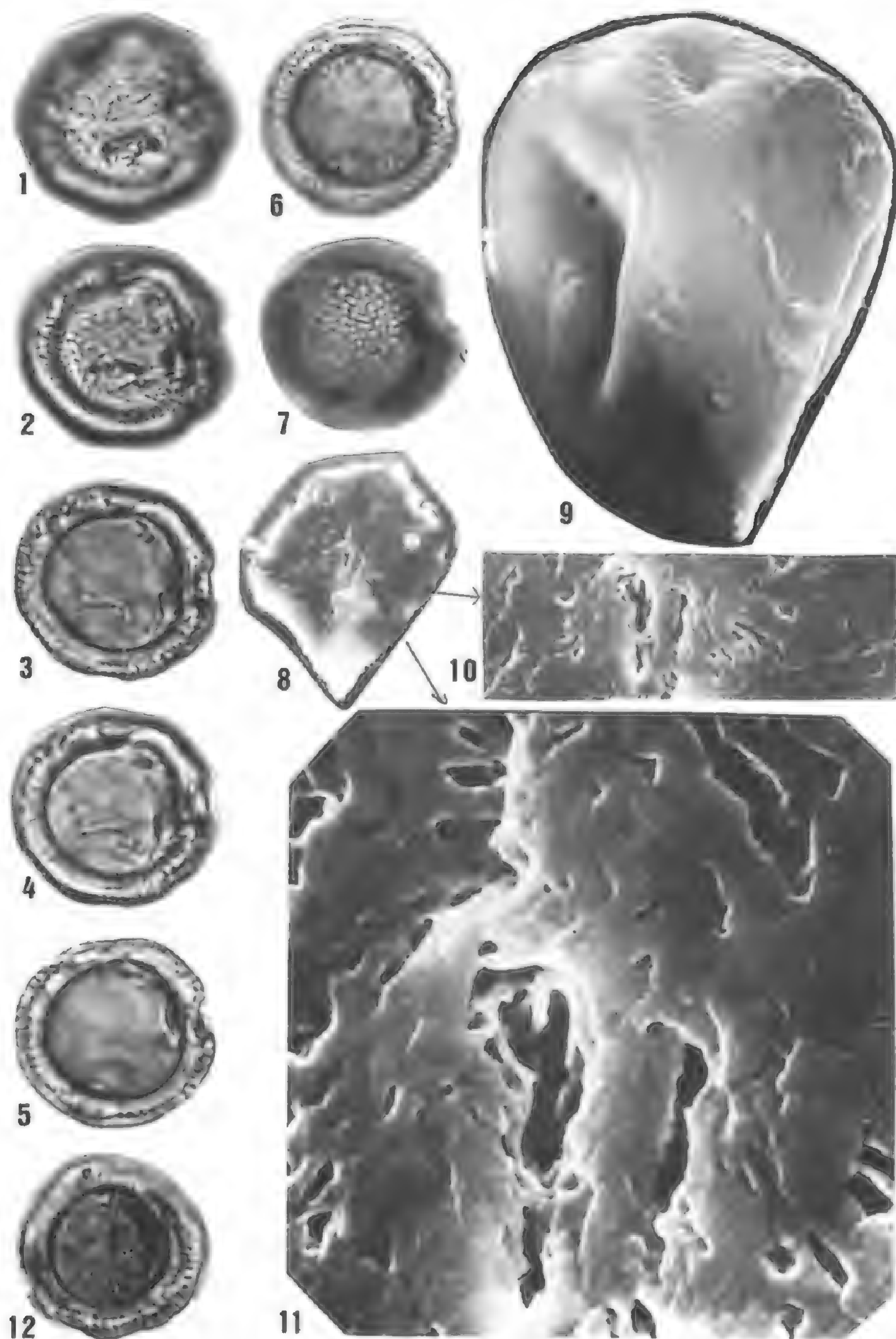
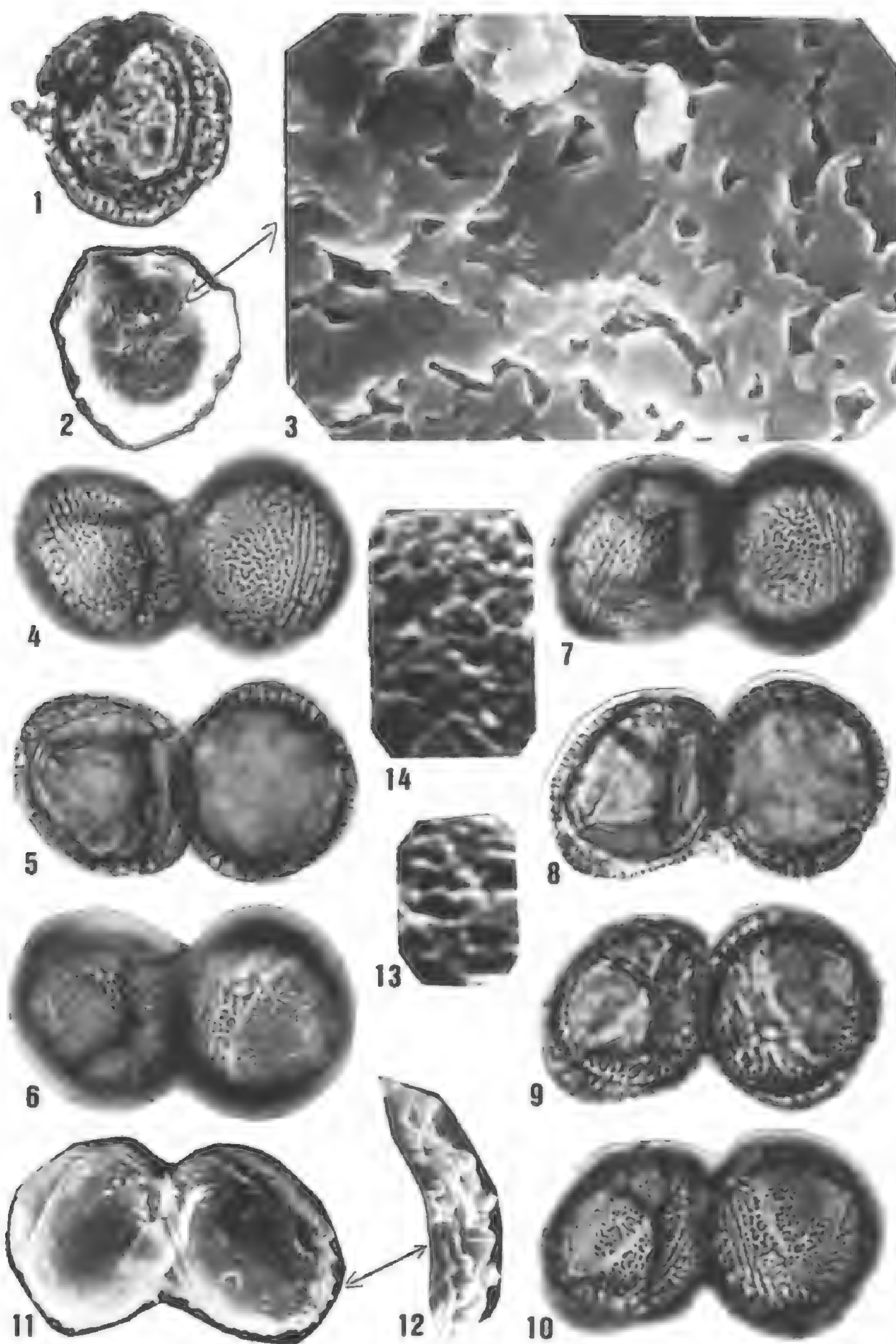


Plate III



Földtani Közlöny 131/1–2, 107–152 (2000) Budapest

Flexura jellegű előtéri deformációhoz köthető karsztbauxitszintek a Dunántúli-középhegységben

Rudistid limestones, bauxites, paleokarst and geodynamics. The case of the Cretaceous of the Transdanubian Range

MINDSZENTY Andrea[1] – CSOMA Anita[1] – TÖRÖK Ákos[2] – HIPS Kinga[3] – † HERTELENDI Ede[4]

(14 ábra)

Tárgyszavak: diszkordancia felületek, bauxit, paleokarszt, rudistás mészkő, diagenezis, geodinamika, Dunántúli-középhegység

Key words: unconformities, rudistid-limestones, bauxite, paleokarst, geodynamics, diagenesis, Transdanubian Range, Hungary

Extended abstract

Introduction

The Transdanubian Range is well known for its Cretaceous–Early Tertiary bauxites, which for a long time have been considered among the most important mineral resources of Hungary. They belong to the group of karst bauxites (closely related to karstified carbonate rocks) and occur at major regional unconformities of Albian, Turonian/Senonian and Early Eocene age.

All three bauxite events have traditionally been considered as having been introduced by (tectonically controlled) uplift and followed, likewise, by tectonically controlled subsidence and the concomittant relative sealevel rise. As a result of subaerial exposure a typical surface relief and also a karstic micro- and macroporosity was created and partially or completely filled by bauxites. The lithology of the transgressive sequences overlying the individual bauxite horizons is principally carbonatic, though it varies according to the antecedent paleotopography. In the case of the two Cretaceous bauxite horizons, wherever (and whenever) detrital influx was small enough to allow Rudistids to colonize the sediment surface, rudistid patch reefs were formed on the slowly subsiding seabottom. On further (accelerated) subsidence former rudistid bioconstructions gave way to bioclastic grainstones, and, higher up, to calcareous marls.

Bauxites, their bedrocks and also the covering limestones have been studied in detail by generations of geologists, mainly from the stratigraphical, sedimentological, and economic-geological points of view. Interestingly enough, only part of the information thus collected has been incorporated into the currently available paleogeodynamic reconstructions. Little attention has been paid, for example, to the anatomy of the bauxitiferous unconformities. The present study is an attempt to complete these reconstructions with the information provided by the most important unconformity-related features (i.e. bauxites; alterations of their paleokarstic bedrock; and early diagenesis of their immediate cover).

[1] ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Eötvös Loránd University Dept. of Applied and Environmental Geology, 1088 Budapest VIII. Múzeum krt. 4/A,

[2] BME Építőanyagok- és Mérnökgeológia Tanszék, Technical University, Dept. of Building Materials and Engineering Geology, 1111 Budapest Stoczek u. 2/4.

[3] MTA–ELTE Geológiai Tanszéki Kutatócsoport, Geological Research Group of HAS, 1088 Budapest, Múzeum krt. 4/A

[4] MTA ATOMKI, Debrecen, Nuclear Research Laboratory of HAS, 4001 Debrecen, Bem tér 18/c

Methods

Vertical and lateral facies relationships of bauxite and the covering limestones were studied in outcrops and boreholes. Field observations were supported by micropetrography, cathodoluminescence microscopy, stable isotope analysis and fluid inclusion studies. The results helped to fit previous observations into a coherent geodynamic framework – namely, the one proposed as a working hypothesis earlier (and simultaneously) by TARI (1994) and MINDSZENTY et al (1994).

Areal distribution of bauxites and related Rudistid limestones – The working hypothesis

Areal distribution of bauxites in the TR shows that the majority of known deposits and indications belonging to the older (Albian) bauxite horizon are found in the North Bakony; Senonian deposits are restricted to the Southern part of the Bakony Hills whereas Eocene deposits are known from all over the area of the Transdanubian Range. The only place where the three horizons are not only present but also literally *merging* is the Halimba locality. Terrestrial formations related to the oldest (Albian) unconformity pinch out gradually towards the NE and are not present in the South. Senonian bauxites, on the other hand, show a pinch-out both towards S, NE and NW. When taking into consideration the facies distribution of the marine formations (contemporary with or immediately overlying Cretaceous bauxites) and when paying particular attention to the occurrence of rudistid limestones, it is tempting to say that bauxites punctuating the Late Cretaceous sedimentary cycle of the TR are, indeed, related to a migrating forebulge. In the apical zone of the latter there is always subaerial exposure and bauxite deposition giving way first to shallow water sediments (rudistid limestones), then to deeper water formations (marls). This is because, on migration, the bulge uplift is followed by tectonically controlled subsidence. The merging of the unconformities reflects the migration of the bulge. Even the two Albian limestone formations – slightly diachronous and displaying a distinct southward shift with time – can easily be incorporated into this picture. As shown by CSÁSZÁR 1986, 1995, the older one (Környe Limestone) occurs in the NE and there are no bauxite deposits underneath. The younger one (Zirc Limestone) is thickest to the SW and is often the cover of the oldest (Albian) bauxites. This areal distribution suggests that the older limestone may have been formed on the flanks of the growing bulge whereas the younger one may reflect the backstepping of the reef as the bulge migrated to the SW. Interpretation of the third (Senonian) rudistid limestone (Ugod Limestone Formation) is less straightforward. The areal distribution of the Ugod limestone (known from the exploration practice and from studies by HAAS 1979) reflects even more perfectly the shape of one (or two) elongate upbulging structures surrounded by the limestone build-ups. The orientation of this Senonian bulge (and the associated bauxites) is, however, strikingly different from that marked both by the requienid reefs and the older bauxites. According to TARI (1994), who also concluded that the easiest way to explain the observed facies distribution is to think in terms of foreland type deformation, this change can be regarded as the result of the rotation of the deformation which affected the TR during late Cretaceous times.

Testing the hypothesis

In addition to the characteristic facies distribution, Tari's main arguments for the foreland-type deformation were mainly structural-geological. Data collected in the frames of the present study allowed the validity of the hypothesis to be checkd from the respective viewpoints of sedimentary petrography and geochemistry. Strategic points of the study were (i) to check paleokarst features in that area where the apex of the bulge is supposed to have had the longest duration (i.e. localities where the unconformities merge) and therefore can be expected to have produced most pervasive karstification (ii) to check rudistid limestones, deposited on the flanks of the forebulge, for early diagenetic meteoric or mixed marine/meteoric cements in order to prove (or disprove) the influx of karst-related meteoric waters from the exposed apex of the bulge into the shallow marine diagenetic environment of the flanks.

Results

ad (i): it was proved that karstification was most intense in the Halimba area, where the three unconformities merge. A karst profile of almost 200 meters thickness underlying the major (multiple) unconformity was shown to display the effects of several superimposed "epigenetic" phases of

dissolution. The karstic porosity thus created was partly filled up by bauxites, carbonate silt, -sand, -conglomerates and several generations of cement.

ad (ii): meteoric influx of various proportions was proved in early diagenetic calcite cements of all the studied limestones. Accordingly, early dissolution ("diagenetic karst") of various intensity was also detected in all of them. Both effects were most intense in the case of the Senonian limestone. Differences regarding the intensity of meteoric influence were tentatively interpreted in terms of palaeotopography; this may have provided the necessary hydraulic head for the establishment of a more or less vigorous deep groundwater circulation which has interacted with diagenetic fluids of the marine-phreatic realm.

It is suggested that the above results are in accordance with the idea of a foreland-type deformation controlling Cretaceous sedimentation in the Transdanubian Range. In this context Albian bauxites and the related reef limestones can be considered as sediments deposited on the apex and the flanks of a migrating gentle forebulge; on the other hand, Senonian bauxites and the overlying limestones (reflecting a somewhat higher background relief) may have been deposited under the influence of more advanced deformation (thrusting, as in TARI 1994)

The presented case shows that the integration of unconformity-related features into structural geological studies is, indeed, a powerful tool for testing the validity of geodynamic hypotheses in areas where deformation has resulted in unconformities/subaerial exposure and karstification. The reinforcement of the foreland hypothesis in the case of the Cretaceous of the TR has its economic-geological implications, too. It offers a logical explanation for the absence of Albian and Senonian bauxite deposits to the NE of the Környe–Oroszlány area, and also accounts for the observed pinch-out of Senonian deposits towards the NW. In this way it helps to concentrate the efforts of exploration for Cretaceous deposits on the rest of the TR.

Összefoglalás

Szerzők a középhegységi bauxitokról összegyűjtött, jelentős részben saját vizsgálati eredményeikre támaszkodó tényanyagot, megkísérlik a régió geodinamikai fejlődéstörténetébe ágyazva (újra)értelmezni. Rámutatnak, hogy a három bauxitszintnek megfelelő diszkordanciafelületek elterjedésének sajátosságai geodinamikai okokra vezethetők vissza: a diszkordanciafelületek Halimba–Úrkút térségében észlelhető összeharapózása jól értelmezhető, ha feltételezzük a szóban forgó területnek a bauxitképződéssel egyidejű flexurális deformációját. Véleményük szerint a flexurális deformáció (előtér-kiemelkedés, v. „forebulge") hipotézisét alátámasztja a bauxittal heteropikus, ill. azt lefedő rudistás zátonymészkövek elterjedése. A hipotézis ellenőrzését a fekü képződmények karsztjelenségeinek, valamint a zátonymészkövek korai diagenetikus cementfázisainak komplex mikropetrográfiai és geokémiai vizsgálata alapján kísérlik meg és kimutatják hogy a bauxitfekü legintenzívebb karsztosodása a feltételezett flexurális kiemelkedés tetőzónájának környezetében, a Halimbai-medence területén észlelhető; valamint, hogy mindhárom krétaidőszaki rudistás mészkő korai diagenetikus cementfázisaiban kétséget kizáróan kimutatható az egyidejűleg létezett flexurális kiemelkedésen folyó karsztosodás távoli hatása. A rudistás mészkövek korai diagenetikus cement-fázisaiban észlelhető meteorikus hatás intenzitásának különbségeit a zátonymészkő képződéssel egyidejűleg létezett szárazulati relief különbségeire vezetik vissza. A középhegységi bauxitok és a velük laterálisan és vertikálisan kapcsolódó fáciesek ilyetén újszerű elemzése révén, eddig ki nem aknázott ismeretekkel járulnak hozzá a Dunántúli-középhegység kréta (és kora-tercier) fejlődéstörténeti rekonstrukciójának finomításához.

Bevezetés

A karsztbauxitok korának a fedőhöz való igazítását, mint általános irányelvet tiszteletben tartva, a dunántúli-középhegységi bauxitok rétegtani besorolása VADÁSZ (1934, 1946) és DE WEISSE (1948) óta folyamatosan változott, hiszen követnie kellett a bauxittelepek fedőképződményeire vonatkozó, egyre gyarapodó biosztratigráfiai adatokon nyugvó rétegtani besorolások változásait. A

legkorábbi szerzők úgy gondolták, hogy a Dunántúli-középhegységben két önálló bauxitszint létezik: az egyik *barrémi* (feküje triász, vagy jura, fedője apti), a másik *turon–senon* (feküje alsó-kréta, vagy triász, fedője eocén). DE WEISSE (1948) az Ajkai medencében ugyan észlelt egy a requiéniás mészkő és a rátelepülő kőszéntelepes „Gosau összlet" *között* is egy szárazulati epizódot, de mivel ebben a hézagban akkor nem találtak bauxitot, az Ajka környéki bauxitokat (amelyek feküje ismeretei szerint alsó-liász volt), pre-turon korúnak tartotta s valószínűsítette, hogy azok a liásztól a turonig tartó szárazulati esemény termékei.

Később, amikor a Halimbai-medence mélyebb szintjeinek bányászati műveletekkel való feltárása egyrészt nyilvánvalóvá tette, hogy a halimbai bauxit elsődleges fedője nem eocén, hanem senon[1], másrészt rávilágított arra, hogy a medence tágabb környezetében a requiéniás mészkő *alatt* is, és *felette* is előfordul bauxit (DARÁNYI 1957; ERDÉLYI 1965), egyre szélesebb körben vált elfogadottá a nézet, hogy a középhegységi bauxitok nem két, hanem három rétegtani szintbe (barrémi, turon–senon, paleocén-eocén) sorolandók. Általános vélemény szerint azonban elsődleges bauxitképződés csak a barrémiben történt, az összes többi bauxittelepet ennek áthalmozásából származtatták. DARÁNYIT követően DUDICH & KOMLÓSSY (1969) voltak az elsők, akik az áthalmozás mellett komolyan felvetették az önálló turon–kora-senon ill. paleocén/kora-eocén bauxitképződés lehetőségét is.

A barrémi bauxit mítoszát KÁROLY és társai (1970) a rétegtan akkori legújabb eredményeit figyelembe vevő cikke kezdte megtépázni. A Bauxitkutató Vállalat nyersanyagkutató fúrásaiból származó információra és a biosztratigráfia akkori legújabb eredményeire támaszkodó rétegtani szintézis egyértelműen amellett foglalt állást, hogy a középhegységi bauxitszintek legidősebbike a kora-albaiban fedődött le, s e szintet, a „fedőhöz való korolás" elvét szem előtt tartva albainak, esetleg késő-aptinak minősítették. A turon–senon és az eocén bauxitszintekkel kapcsolatban álláspontjuk a korábbi szerzők álláspontjával lényegében megegyezett.

Az 1970-es és részben az 1980-as évek intenzív nyersanyagkutatása a könnyen megtalálható készletek rohamos fogyatkozása következtében a genetikai/teleptani ismérvek egyre pontosabb előrejelzését követelte a sikeres kutatástervezéshez. Felmerült az igény a látszólag legnagyobb üledékhézagban (a felső-triász és eocén között) települő bauxitok korának pontosítására. Ebben az elsősorban rendszeres mikropetrográfiai és mikromorfológiai vizsgálatokon alapuló munkában, iparági, ill. KFH/MÁFI megrendelésre, 1982 és 1992 között e dolgozat első szerzője maga is tevékenyen részt vett. Vizsgálatai azt bizonyították, hogy a három fő bauxitszint telepeinek mikromineralógiai spektruma lényegesen eltér egymástól: a kevés hozzáférhető *albai bauxit*minta (alsóperei archív anyagok) iszapolási maradékában titanit, amfibol és mészalkáli magmás kőzettörmelék dominál, a *senon bauxit*szintből származó mintákban feltűnően kevés a detritális elegyrész, s azok között is túlnyomórészt az ún. ultrastabil ásványok (rutil, cirkon, turmalin) jellemzőek, kevés mészalkáli magmás ill. anchimetamorf kőzet kőzetliszt, ill. finomhomok méretű törmelékével. Az *eocén bauxit*szintben jelentősen megnő a detritális frakció mennyisége és a vulkanogén cirkon és ilmenit mellett uralkodik a változatos, többségében mezometamorf lepusztulási

háttérre utaló, disztén, szillimanit, staurolit, gránát, ill. az ezeket tartalmazó kőzettörmelék. Jelen van továbbra is az ultrastabil asszociáció, és – ritkán – mikroszondával jól azonosítható mészalkáli vulkanit töredékeket is találunk. Egyes előfordulásokon (pl. Nagyegyháza környékén) feltűnő a krómit ill. krómspinell viszonylagos gyakorisága. (GECSE 1980, MINDSZENTY & GÁL-SÓLYMOS 1988, MINDSZENTY et al. 1988, 1991), valamint MINDSZENTY kutatási jelentései (1985, 1986, 1987, 1988, 1989).

Ugyancsak jelentős a különbség az egyes bauxitszintek között a bauxit kőzetszöveti jellegzetességei tekintetében. A *kréta időszaki* telepek bauxitja csaknem mindig jellegzetes ooidos szövetet mutat, többségében „valódi" szegregációs, ill. akkréciós ooidokkal és a jó minőségű minták is rendszerint tömörek, porozitásuk MINDSZENTY et al. (1986) szerint max. 28% (csabpusztai adat), de inkább kisebb (az albai mintákra, a higanyos térfogatsúlymérés adataiból számítva, 6% porozitás érték adódott!). Ezzel szemben a biztosan eocén bauxitok többnyire pelitomorf szövetűek, a konvencionálisan pizolitosnak nevezett minták tüzetes vizsgálata, a kréta bauxitokból megismert ooidokkal (ritkábban pizoidokkal) ellentétben, többnyire csak pszeudo-ooidok, pszeudo-pizoidok (bekérgezett bauxittörmelék szemcsék, bauxitkavicsok) jelenlétét igazolja. E bauxitok porozitása (ha a nekik megfelelő összetételű kréta bauxitokkal hasonlítjuk őket össze) rendszerint jelentősen nagyobb: 33–43% (csabpuszta-kozmatagi adat)[2].

Fenti ismérveket az ipari bauxitkutatás sikeresen alkalmazta a fedő-fekü kombináció alapján egyértelműen be nem sorolható bauxitok korának megállapítására. Az eredményeket DUNKL (1992) hasadvány-nyom vizsgálatokon alapuló kormeghatározásai alátámasztották. A legnagyobb látszólagos hézagban települő (eocén-fedős) bauxitok közül azok, amelyek elvileg lehettek volna elsődleges fedőjüket részleges lepusztulás révén elvesztett és másodlagos fedővel lefedett, eredetileg albai, vagy akár senon bauxitok, de amelyeket fenti (elsősorban kőzetszöveti, másodsorban mikromineralógiai) ismérvek alapján MINDSZENTY et al (1991) valódi eocén bauxitoknak minősített, a detritális frakcióikból elkülönített vulkanogén cirkon populáción végzett *hasadvány-nyom* elemzések alapján mind egyértelműen eocén bauxitoknak bizonyultak (DUNKL 1990, 1992)

A kréta és eocén bauxitok *mikromineralógiai* spektrumában észlelhető *különbségek* oka valószínűleg a bauxit-felhalmozódási térszín tágabb környezetének, az alpi hegységképződéssel szorosan összefüggő denudáció-történeti eseményeiben rejlik (az eoalpi eseményekkel szoros korrelációban, időben változó kőzettani felépítésű egységek kerültek szárazulati körülmények közé, s ezek más és más összetételű málladékot szolgáltattak, amelynek finom frakciója a karszttérszínen leülepedve az ott képződő bauxittal elkeveredett, ill. részben annak kiinduló anyagául szolgálhatott. (MINDSZENTY & GÁL-SÓLYMOS 1988, ill. MINDSZENTY et al. 1991). A *petrográfiai/mikropetrográfiai különbségek* okát ezzel szemben részben klimatikus, részben az ezzel kapcsolatos korai diagenetikus folyamatokban lehetne keresnünk. Az erre vonatkozó elképzelést a csabpusztai bauxittal foglalkozó munkájukban MINDSZENTY et al. (1988) foglalták össze. A kérdés megnyugtató lezárása, megfelelő aktuogeológiai analógiák híján, egyelőre nem várható.

A dunántúli-középhegységi bauxitok fenti adatokkal is alátámasztást nyert rétegtani beosztása, nevezetesen az egymástól független, három fő bauxitképződési periódus (albai, turon/alsó-senon és eocén) feltételezése mára a hazai szakmai közvélemény által általánosan elfogadott ténnyé lépett elő Ugyancsak általánosan elfogadott vélemény, hogy mindhárom bauxitképződési időszakot, a karsztosodást is preformáló, tektonikus okokra visszavezethető kiemelkedés vezette be, s hasonlóképpen tektonikus okai voltak a karsztbauxitos térszín lefedődését előidéző süllyedésnek, ill. a velejáró relatív tengerszint emelkedésnek (VADÁSZ 1946, 1951; ERDÉLYI 1965; SZANTNER & SZABÓ 1970; SZANTNER et al. (1986) és mások).

Az egyes bauxitszinteket közvetlenül lefedő rétegsorokban uralkodóak a karbonátüledékek. Ezen belül azonban, a bauxitképződés végére kialakult makro- és mikrotopográfia függvényében jelentős fáciesváltozékonyság tapasztalható. Kiemelendő, hogy a krétaidőszaki bauxitok feletti fedőrétegsorok részeként, ott ahol (és amikor) az előrenyomuló tengerbe nem jutott jelentős menyiségű terrigén anyag s a sekély vízben meg tudtak telepedni a rudisták, a lassan süllyedő aljzaton (az albaiban Környe-Oroszlány, ill. Zirc, Padragkút, térségében, a senonban Sümeg, ill. Csabpuszta környékén) rudistás biokonstrukciók képződtek. Amint a süllyedés felgyorsult, e biokonstrukciókat bioklasztos *grainstone* típusú üledékek, majd még följebb, meszes márgák váltották fel.

Mind magukról a bauxitokról, mind a velük kapcsolatos karsztjelenségekről, valamint a bauxitot fedő karbonátos üledékekről, azok rétegtani, üledékföldtani és gazdaságföldtani vonatkozásairól az elmúlt mintegy 50 évben számos kitűnő publikáció látott napvilágot, s kötetekre rúg azoknak a nem publikált ipari nyersanyagkutatási jelentéseknek a száma, amelyek az ezekkel kapcsolatos alapadatokat, valamint a nyersanyagkutatást közvetve, vagy közvetlenül segítő, értékes, genetikai elméleteket tartalmazzák. A publikált anyagok közül itt, a teljesség igénye nélkül, csak néhányat – a legfontosabbakat – említjük meg. A bauxitról és/vagy annak a tektonikával való kapcsolatáról: VADÁSZ (1930, 1951), ERDÉLYI (1965), DUDICH & KOMLÓSSY (1969), SZANTNER & SZABÓ (1962), BÁRDOSSY (1973, 1979); a karsztjelenségekről: FÖLDVÁRI (1933), BÁRDOSSY (1982), PATAKI (1985), SZANTNER et al. 1986; BÁRDOSSY & KORDOS (1989); a fedőképződményekről: HAAS & JOCHÁNÉ EDELÉNYI (1978), KNAUER & GELLAI (1978), KOMLÓSSY & TÓTH (1979), TÓTH & GELLAI (1980), RÁKOSI & TÓTH (1980), CSÁSZÁR (1981, 1986, 1995), HAAS (1979), HAAS & JOCHÁNÉ EDELÉNYI (1979), MINDSZENTY et al. (1988)

Érdekes módon a csaknem minden vonatkozásukban kimerítően részletes bauxitos tanulmányok nem próbálkoztak meg azzal, hogy a bauxittal kapcsolatos megállapításokat a rendelkezésre álló nagy geodinamikai rekonstrukciók által kínált keretbe illesszék. Ugyanígy, egy kivétellel (TARI 1994), a geodinamikai rekonstrukciók készítői részéről sem történt kísérlet arra, hogy a bauxitos irodalom adatait érdemben felhasználják. Különösen feltűnő a bauxitos diszkordanciafelület, vagy – az angolszász szaknyelvben használatos kifejezésével élve – az *unkonformitás* „anatómiájának" figyelmen kívül hagyása, a benne rejlő, a szárazulati esemény által felölelt időtartamra vonatkozó információ kiaknázatlansága. Jelen esettanulmány ezen hiány pótlásához járul hozzá, amikor a

dunántúli-középhegységi bauxitokat a régió geodinamikai történéseivel való korreláció tükrében vizsgálja.

A vizsgálódás fókuszában ezúttal a bauxitfekü karsztjelenségei, valamint a közvetlen bauxitfedő képződmények és heteropikus fácieseik korai diagenetikus története állnak. Ezekhez igyekeztünk illeszteni a bauxitra vonatkozó korábbi vizsgálatok eredményeit, s az így kibontakozó kép alapján arra ráirányítani a figyelmet, hogy a feküкarszt, a bauxit s a rátelepülő fedő egyformán szoros kapcsolatban van azzal a geodinamikai mechanizmussal, amely Dunántúli-középhegységben bauxitképződéshez (is) vezetett.

Munkahipotézis

A bauxittelepek laterális és vertikális fácieskapcsolatai

Ha áttekintő pillantást vetünk a Dunántúli-középhegység térképére (*1. ábra*), azonnal szembetűnik, hogy a három bauxitszint telepeinek elterjedése különböző. Az ismert albai bauxittelepek túlnyomó többsége az Északi Bakonyban van, Alsópere–Zirc térségében. A senon telepek „súlypontja" ezzel szemben a Déli Bakonyba esik. Az eocén szint telepeit Sümegtől a Dunabalparti rögökig mindenütt megtaláljuk. Az albai bauxit észak felé kiékelődik: Oroszlány–Környe térségétől ÉÉK-re ilyen telepet nem találunk. A senon bauxit ÉK, ÉNy és DNy felé egyaránt kiékelődni látszik. Az egyetlen terület, ahol mindhárom bauxitszint megvan, sőt egyes lelőhelyeken „összeharapózik": Halimba–Ajka–Úrkút környéke[3.] Az összeharapózó bauxitos diszkordancia-felületek egymáshoz való viszonyát jól illusztrálja az *1. ábra* alján látható, az előfordulásokat ÉK–DNy-i szelvény mentén felfűző sematikus rajz. Ennek az elrendeződésnek majdnem tökéletes analógiáját találjuk meg DEVER et al. (1977), ETTENSOHN (1981), ill. TANKARD (1986) munkáiban, akik az Appalache hegység híres Waverley Arch-ának területéről leírt karbon időszaki *előtér* kiemelkedéshez tartozó összeharapózó unkonformitásokat észlelték és dokumentálták részletesen. TANKARD 1986-os cikkében a jelenség geodinamikai magyarázatát is megadta (2. *ábra*). Ez a magyarázat azóta a geodinamikával foglalkozó kézikönyvek típuspéldájává vált (pl. ALLEN & ALLEN 1993 p.152, ill. 156, 6.8 és 6.11 sz. ábrák). Ha az analógiát elfogadjuk, akkor kézenfekvően adódik, hogy a kréta üledékciklust megszakító bauxitok területi eltolódását egy olyan előtér-kiemelkedés fokozatos eltolódásának folyományaképpen értelmezzük, amely kiemelkedésnek a tetőzónájában mindig szárazulat van s karsztosodás-bauxit-felhalmozódás zajlik, amelyet azonban, a tetőzóna migrációja folytán, a rétegsorban felfelé előbb sekélytengeri, majd mélyebb tengeri üledékek lerakódása vált fel. E lehetőséget (az összeharapózó unkonformitások keletkezésének flexurális deformációra való visszavezetését) bauxit és paleokarszt vizsgálatai alapján először 1994-ben MINDSZENTY vetette fel (MINDSZENTY et al. 1994). Tőle függetlenül (de az ő korábbi bauxitvizsgálatainak eredményeire is hivatkozva) ugyanabban az évben TARI, alapvetően szerkezetföldtani ihletésű munkájában, ugyanerre a konklúzióra jutott. Véleményét a Dunántúl nagyobb részét lefedő szeizmikus szelvényekre, valamint saját terepi megfigyeléseire alapozott, számos

BRNO
WIEN
BUDAPEST
PÉCS
NOVI SAD
BAKONYOSZLOP
ISZKASZENTGYÖRGY
GÁNT
NAGYEGYHÁZA
PILISSZÁNTÓ
LÉZSA
BUDAPEST
IHARKÚT
CSEHBÁNYA
CSABPUSZTA
HALIMBA
SÜMEG
ALSÓPERE

● Eocén fedős bauxit - *bauxite deposit with Eocene cover*
▲ Szenon fedős bauxit - *bauxite deposit with Senonian cover*
■ Albai fedős bauxit - *bauxite deposit with Albian cover*

Törmelékes képződmények - *turbidites and basinal shales (K_1 and K_2)*
Kőzetlisztes agyagok - *silty shales (K_1 and K_2)*
Zátonyképződmények - *Rudistid limestones (K_1 and K_2)*
Albai bauxit - *Albian bauxite*
Szenon bauxit - *Senonian bauxite*
Eocén bauxit - *Eocene bauxite*

DNY - *SW* ÉK - *NE*
Sümeg, Csabpuszta, Halimba, Ajka, Úrkút, Alsópere, Tés
$K_1? + K_3$
K_2
K_3

A diszkordanciafelületek összeharapódzása a Középső-Déli Bakonyban - *Unconformities merging in the South-Central Bakony, around Halimba*

TRIÁSZ - *TRIASSIC*: ALSÓ - *EARLY*, FELSŐ - *LATE*
JURA - *JURASSIC*: ALSÓ - *EARLY*, KÖZÉPSŐ - *MID*, FELSŐ - *LATE*
KRÉTA - *CRETACEOUS*: ALSÓ - *EARLY* (NEOKOM - *NEOCOMIAN*), FELSŐ - *LATE*
PALEOGÉN - *PALEOGENE*: PALEOCÉN - *PALEOCENE*, EOCÉN - *EOCENE*
ERÓZIÓ - *EROSION*

Összetett rétegoszlop
Stratigraphic column

szénhidrogénkutató fúrás rétegsorait is figyelembe vevő, faciológiai és tektonikai elemzéssel támasztotta alá (TARI 1994, 1995).

A bauxittal egyidős, azzal heteropikus, ill. a bauxitot közvetlenül fedő üledékek laterális és vertikális fácieskapcsolatai

Ha a fentemlített térképen (*1. ábra*) most a kréta bauxitképződési időszakkal többé kevésbé egyidős rudistás zátonyképződmények elterjedését vesszük szemügyre és próbáljuk magyarázni, könnyen belátható, hogy ugyanaz a modell, amelybe az imént a bauxitokat igyekeztünk beilleszteni, erre is kézenfekvő magyarázatot kínál. Eszerint a migráló előtér-kiemelkedés mindenkori szárnyain a biokonstrukciókkal, vagy azok törmelékével jellemezhető zónák a rudisták számára legkedvezőbb mélységtartományt jeleznék.

A modell különösen jól értelmezhetővé teszi a két albai zátonymészkő kapcsolatát.

A *Környei Mészkő* amely GÖRÖG (1995) mikrofauna vizsgálatai szerint a benne előforduló orbitolinák alapján *kora-középső-albai* korú, súlypontilag *Oroszlány–Környe* térségében a tőle ÉK-re lévő, nyilvánvalóan medence fáciesű rétegsorral jellemzett terület peremére esik (CZABALAY 1983, 1995; CSÁSZÁR 1986, 1995; BARTHA 1995). A Környei Mészkő folyamatosan fejlődik ki a felső-triászra glaukonitos keményfelszín közbeiktatásával települő, véleményünk szerint rámpa szerű lejtőn felhalmozódott (CSÁSZÁR által a Tatai Mészkő Formációba sorolt) szürke crinoideás, bioklasztos mészhomokból. *Alatta bauxitot soha nem találunk.* A némileg fiatalabb (GÖRÖG szerint, a *Dicyclina schlumbergeri* és a *Cuneolina pavonia parva* együttes előfordulása alapján *késő-albai*ba sorolható) *Zirci Mészkő* előfordulásainak súlypontja – amint azt GELLAI (1973), KNAUER (1968), CSÁSZÁR & CSEREKLEI (1982), CSÁSZÁR (1986), BODROGI (1993) vizsgálatai és a területen mélyült nyersanyagkutató fúrások egyértelműen bizonyították – *Zirc környékére* (a Környei Mészkő előfordulási területétől délnyugatra) esik és közvetlenül, vagy a Tési Agyagmárga Formáció közbeiktatásával, *gyakran szerepel bauxitfedőként.* Ezt az elrendeződést kézenfekvően magyarázza, ha feltesszük, hogy a Környei Mészkő az előtér kiemelkedés ÉK-i szárnyán, annak korai stádiumában képződött, míg a Zirci Mészkő az idővel DNY felé migráló kiemelkedés nyomában járó süllyedés miatt befulladó Környei Mészkő hátrálásaként („*backstepping*") fogható fel és jelzi, hogy az albai emelet folyamán e viszonylag sekélyebb vízi környezetet kedvelő szervezetek számára optimumot jelentő zóna is DNY felé tolódott.

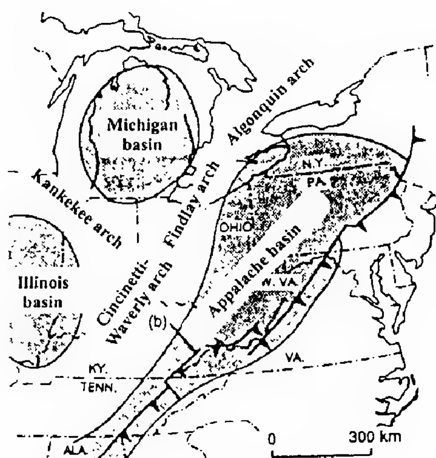
A senon zátonymészkövek (*Ugodi Mészkő Formáció*) ugyanezen keretben való értelmezése ennél problematikusabb. Bár a rudistás mészkő előfordulások a senonban is kirajzolják a bauxittelepek által jelzett kiemelkedés szárnyait, a kiemelt terület orientációja más, mint az albai kiemelkedésé volt (HAAS 1979, HAAS

←*1. ábra.* A Dunántúli-középhegység bauxittelepeinek területi elterjedése és kapcsolata néhány mezozoos tengeri képződménnyel

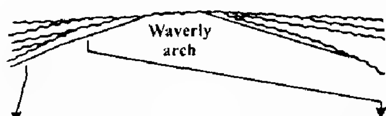
←*Fig. 1 Areal distribution of bauxites and related Mesozoic facies in the Transdanubian Central Range*

A) Fácieskapcsolatok - *Facies relationships*

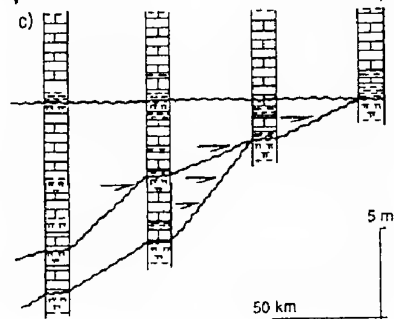
a)



b)

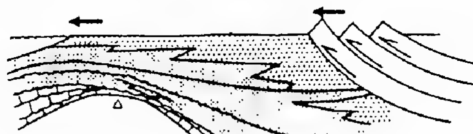


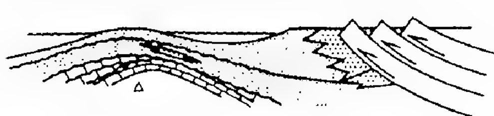
c)





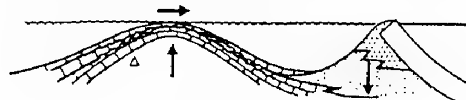
B) Értelmezés - *Interpretation* (Tankard 1986)













a) Tankard (1986)
b) Etterson (1982)
c) Dever (1977)

2. ábra. Összeharapózó unkonformitások az Appalache-hegység előtér-kiemelkedése (Waverly-hát) tetőzónájának környezetében

Fig. 2 Merging unconformities in the vicinity of the Waverley-arch (Appalachian foreland basin system)

& EDELÉNYI 1979, HAAS et al. 1984). TARI (1994), aki a Dunántúllal foglalkozó, szerkezetföldtani megközelítésű, fentebb már idézett munkájában erre a csapásváltozásra ugyancsak felhívta a figyelmet, magyarázatként a deformáció irányának az albaitól a senonig terjedő időszakban bekövetkezett változását feltételezi.

A *munkahipotézist* tehát, egyfelől TARI (1994) szerkezetföldtani szintézisét, másfelől az összeharapózó unkonformitások Appalache-i analógiáját és a bauxit, valamint a hozzá szorosan kapcsolódó üledékes és karsztfáciesek eloszlását (MINDSZENTY et al. 1994) szem előtt tartva, röviden a következőkben lehet megfogalmazni: *a dunántúli-középhegységi bauxitok a területnek az eoalpi szerkezetfejlődésre visszavezethető flexurális deformációjához kapcsolódnak. Létrejöttük az ezen deformáció során kialakult előtér-kiemelkedés(ek) egyenes következménye. Elhelyezkedésük valamint vertikális és laterális fácieskapcsolataik jól tükrözik a kiemelkedés fejlődéstörténetét (3. ábra).*

A munkahipotézis tesztelése

Mivel a hipotézis felállításában mindkét idézett szerzőt elsősorban szerkezetföldtani (TARI 1994) és faciológiai (TARI 1994; MINDSZENTY et al. (1994) megfontolások vezették, úgy gondoltuk, a sikeres teszteléshez, ha lehetséges, eddig ebből a szempontból nem vizsgált képződményeket/jelenségeket és minél függetlenebb adatokat lenne célszerű választani.

A felvázolt és ellenőrzendő kép stratégiai pontjaiul az alábbiak kínálkoztak:

(A) A feltételezett előtér-kiemelkedés tetőzónájának az a tartománya, amely a modell szerint a leghosszabb ideig szerepelt szárazulatként. Ha a modell helyes, itt kell megtalálnunk a legintenzívebb karsztosodás nyomait

(B) A feltételezett előtér-kiemelkedés szárnyaihoz kapcsolódó rudistás mészkövek. Ha a modell helyes, akkor e mészkövek korai diagenetikus fázisainak valamilyen fokon tükrözniük kellene a rudistás üledékképződési környezet laterális folytatásában egyidejűleg létező, kiemelt zóna karsztrendszeréből a korai diagenezis folyamán az üledékbe hidraulikai okokból szükségszerűen becirkuláló, a tengeri pórusvízzel keveredő, vagy azt teljesen kiszorító édesvíz hatását.

Módszerek

Fentiekből következően a tesztelés módszerei a karsztjelenségekkel kapcsolatos kitöltéseken valamint a zátonymészköveken végzett terepi megfigyelések és mikromorfológiai (fénymikroszkópos, katódlumineszcens és elektronoptikai) valamint izotópgeokémiai vizsgálatok voltak. A zátonymészkövek esetében ezt a korai diagenetikus kalcit-fázisok folyadékzárványainak vizsgálatával is sikerült kiegészíteni[4]. A felszíni feltárásokban végzett terepi megfigyeléseket mind a zátonymészkövek, mind a halimbai paleokarszt esetében mélyfúrási maganyagok szemrevételezésével (részben reambulációs jellegű újra-feldolgozásával) egészítettük ki.

A részeredményeket a Bauxitkutató Vállalatnak, a MÁFI-nak és a MOL Rt-nek 1990 és 1997 között készített kutatási jelentések tartalmazzák (MINDSZENTY A.

(témavezető), 1984, 1988, 1990, 1997). Ezek a jelen dolgozat szempontjából releváns részét foglalják itt össze a *4–11. ábrák*. Négy képződmény-együttest vizsgáltunk tüzetesebben.

(i) a Halimbai-medence DNy részén a BKV H-2010, -2011, -2012 és -2015 ill. legújabban a BBV H-2244, -2245, -2246, -2247 sz. kutatófurásai által feltárt *karsztosodott zónát* (a -2010, -2011, -2012 és -2015 sz. fúrásokban a vizsgálatok a fekü karsztos triász képződménytől a bauxitot is beleértve a kréta, ill. eocén fedőig terjedtek, a 2244, 2245, 2246, 2247 sz. fúrásokban csak a karsztos fekü néhány kiválasztott mintájára szorítkoztak),

(ii) a *Környei Mészkő Formáció*nak és kapcsolódó fácieseinek a MÁFI Agt-2, Kö-27, O-2301 és O-1825 sz. fúrásai által a Vértes É-i előterében feltárt szakaszát, különös tekintettel a Környei mészkő diagenezis történetének legkorábbi fázisaira,

(iii) *a Zirci Mészkő Formáció* Eperkéshegyi tagozatának és kapcsolódó fácieseinek a MÁFI eperkéshegyi kutatóárka által feltárt szakaszát, a vizsgálatokat szintén a korai diagenetikus fázisokra koncentrálva,

(iv) az *Ugodi Mészkő Formáció*nak az Ugod–szárhegy-i és sümegi (kövesdombi) felszíni feltárásokból ill. a BKV Sümeg–Csabpuszta környékén mélyült S-32, és Nt 3271 fúrásaiból, valamint a Kozmatag XI. sz. bauxitlencse külfejtéséből ismert szakaszait, ugyancsak a korai oldódási, kicsapódási jelenségekre koncentrálva a figyelmet.

A három zátonymészkőre vonatkozó részeredmények publikációra való előkészítése folyamatban van, ezeknek az alábbiakban csak rövid összefoglalására szorítkozunk.

Eredmények

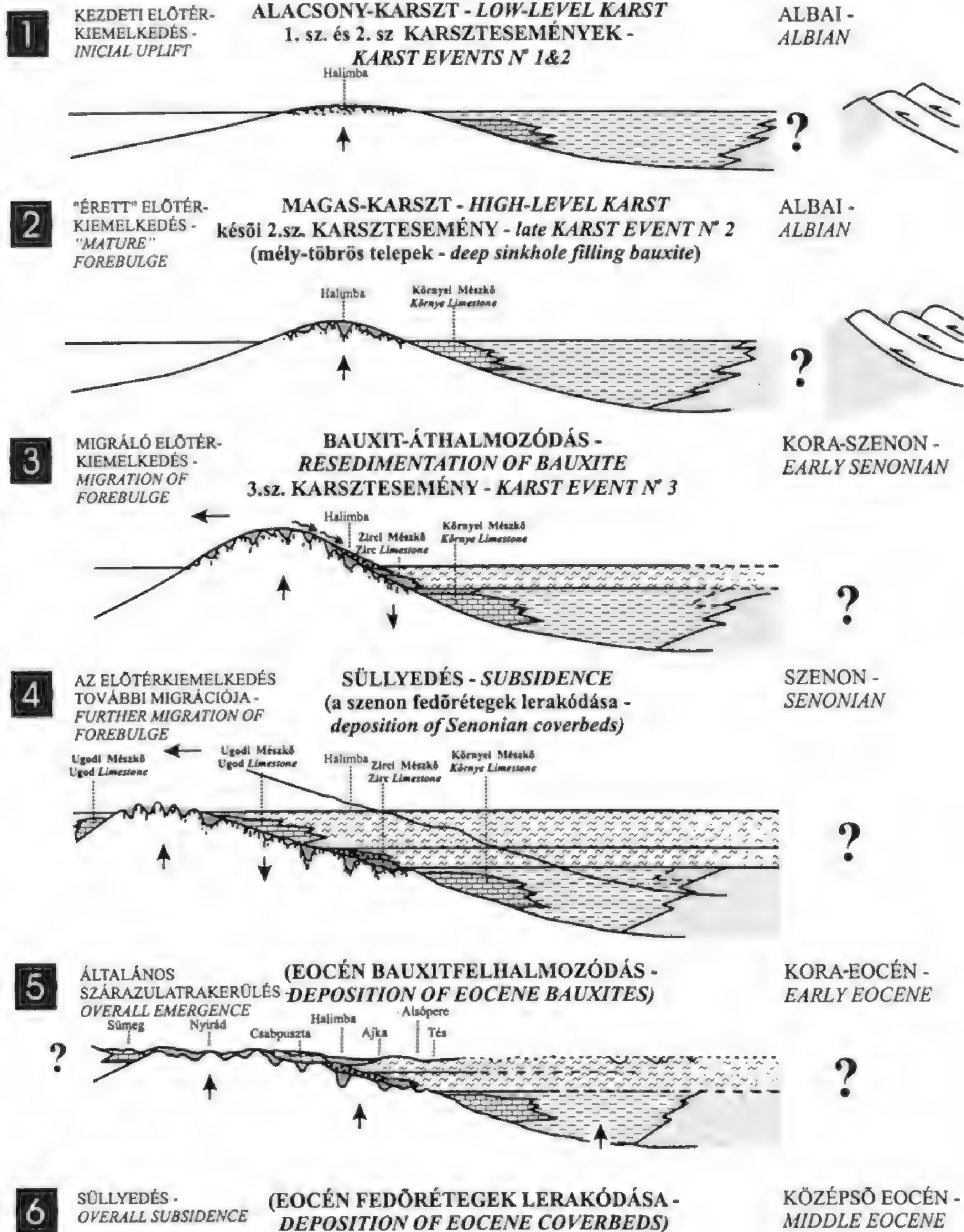
Bauxit és paleokarszt a kiemelkedés tetőzónájában

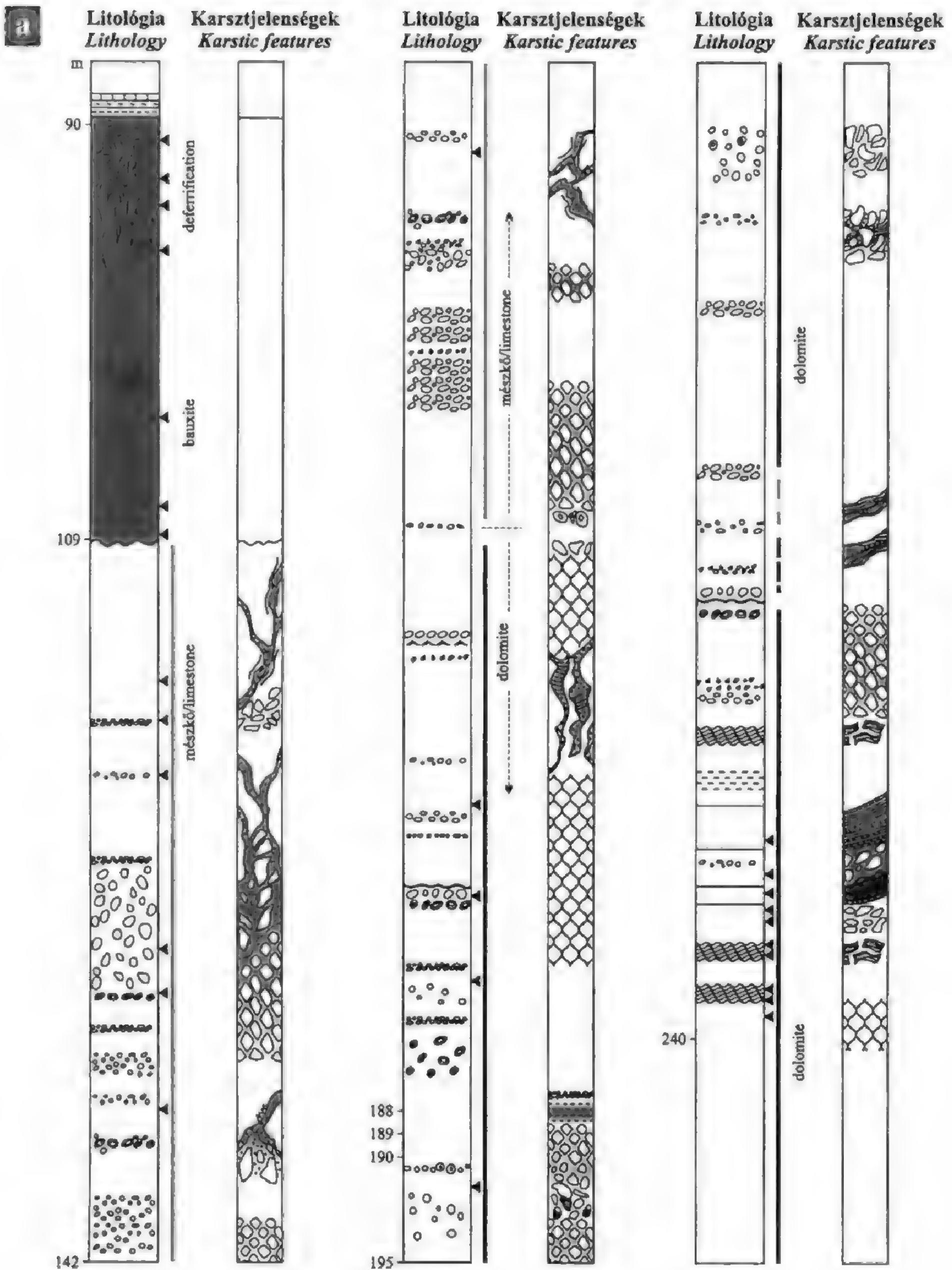
A hipotetikus kiemelkedés Halimba környékére eső tetőzónájában a karsztosodás, a várakozásnak megfelelően, rendkívül intenzívnek bizonyult. A Bauxitkutató Vállalat, majd később a Bakonyi Bauxitbánya kutatófúrásai a rétegszerű halimbai telep DNY-i részén az áthalmozott bauxit *alatt* uralkodóan autochton/parautochton szövetű, vadózus fáciesű, többös kifejlődésű bauxittesteket harántoltak, majd ezek alatt, mintegy 150 m vastagságban többszörös oldási eseményeket tükröző, uralkodóan vadózus karsztszelvény jelenlétét igazolták (FELVINCZI et al. 1991) A gyakran nagyméretű (a fúrószerszám átmérőjénél nagyobb) üregeket változatos, többféle bauxitból, oldódási breccsából, karsztos beomlási breccsából, koptatott mezozoos dolomit- és mészkőkavicsokból és (részben kalcitosodott) dolomitlisztből álló vegyes törmelékanyag valamint, alárendelten, kalcitcement töltötte ki (*5. ábra*).

A kitöltések részletes vizsgálata alapján négy üreggenerációt lehetett elkülöníteni. Az *első kettő* (#1 és #2) törések-repedések mentén kialakult oldódási

3. *ábra*. → A dunántúli-középhegységi bauxitok kapcsolata a terület eoalpi szerkezetfejlődésére visszavezethető flexurális deformációval (munkahipotézis).

Fig. 3 → Karst bauxites as related to the eoalpine evolution of the Transdanubian Range – a working hypothesis


DNY - SW
ÉK - NE
1
KEZDETI ELŐTÉR-KIEMELKEDÉS - INICIAL UPLIFT
ALACSONY-KARSZT - LOW-LEVEL KARST
1. sz. és 2. sz KARSZTESEMÉNYEK - KARST EVENTS N° 1&2
ALBAI - ALBIAN
Halimba
?
2
"ÉRETT" ELŐTÉR-KIEMELKEDÉS - "MATURE" FOREBULGE
MAGAS-KARSZT - HIGH-LEVEL KARST
késői 2.sz. KARSZTESEMÉNY - late KARST EVENT N° 2
(mély-töbrös telepek - deep sinkhole filling bauxite)
ALBAI - ALBIAN
Halimba
Környei Mészkő
Környe Limestone
?
3
MIGRÁLÓ ELŐTÉR-KIEMELKEDÉS - MIGRATION OF FOREBULGE
BAUXIT-ÁTHALMOZÓDÁS - RESEDIMENTATION OF BAUXITE
3.sz. KARSZTESEMÉNY - KARST EVENT N° 3
KORA-SZENON - EARLY SENONIAN
Halimba
Zirci Mészkő
Zirc Limestone
Környei Mészkő
Környe Limestone
?
4
AZ ELŐTÉRKIEMELKEDÉS TOVÁBBI MIGRÁCIÓJA - FURTHER MIGRATION OF FOREBULGE
SÜLLYEDÉS - SUBSIDENCE
(a szenon fedőrétegek lerakódása - deposition of Senonian coverbeds)
SZENON - SENONIAN
Ugodi Mészkő
Ugod Limestone
Ugodi Mészkő
Ugod Limestone
Halimba
Zirci Mészkő
Zirc Limestone
Környei Mészkő
Környe Limestone
?
5
ÁLTALÁNOS SZÁRAZULATRAKERÜLÉS - OVERALL EMERGENCE
(EOCÉN BAUXITFELHALMOZÓDÁS - DEPOSITION OF EOCENE BAUXITES)
KORA-EOCÉN - EARLY EOCENE
Sümeg
Nyirád
Csabpuszta
Halimba
Ajka
Alsópere
Tés
?
?
6
SÜLLYEDÉS - OVERALL SUBSIDENCE
(EOCÉN FEDŐRÉTEGEK LERAKÓDÁSA - DEPOSITION OF EOCENE COVERBEDS)
KÖZÉPSŐ EOCÉN - MIDDLE EOCENE



4. ábra A halimbai bauxittelep délnyugati részének intenzíven karsztosodott feküjét feltárt két fúrás – (a) H-2011 és (b) H-2012 rétegsora. A H-2011-ben a fekü részlegesen dolomitosodott, ill. dedolomitosodott mészkő, litológiai jellegei még jól azonosíthatók, a karsztüregek mérete csak az alsó szakaszon haladja meg a magátmérőt. A H-2012 fúrás csaknem végig erősen karsztosodott mállott, dedolomitosodott dolomitban haladt, a kőzet eredeti identitása alig állapítható meg, a harántolt rétegsor uralkodóan disszolúciós és kollapsz breccsából áll, több helyütt a magátmérőnél nagyobb méretű üregek szelik át, amelyeket vegyes mészkő és dolomit anyagú kavicsok és bauxitos-karbonátlisztes mátrix tölt ki.

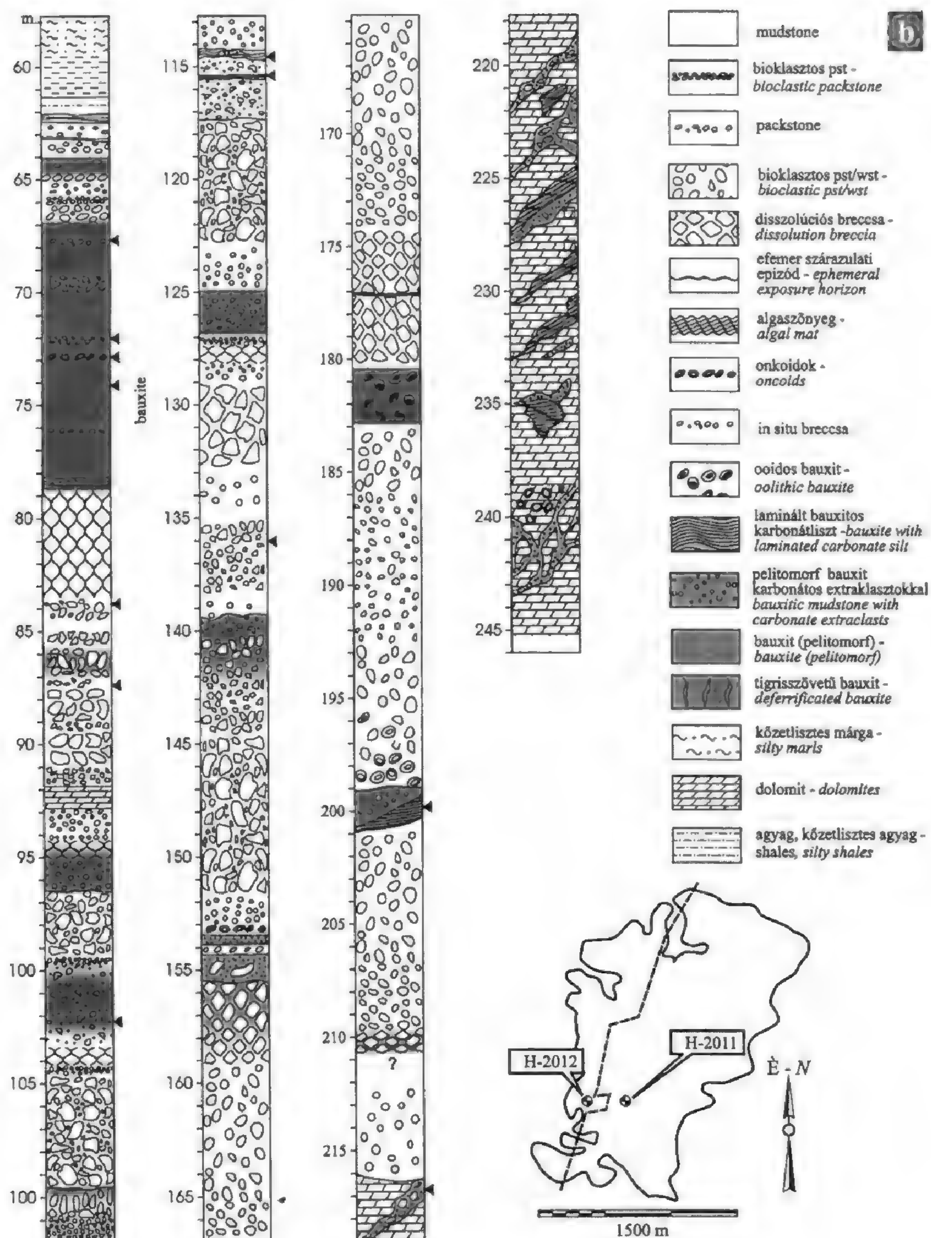
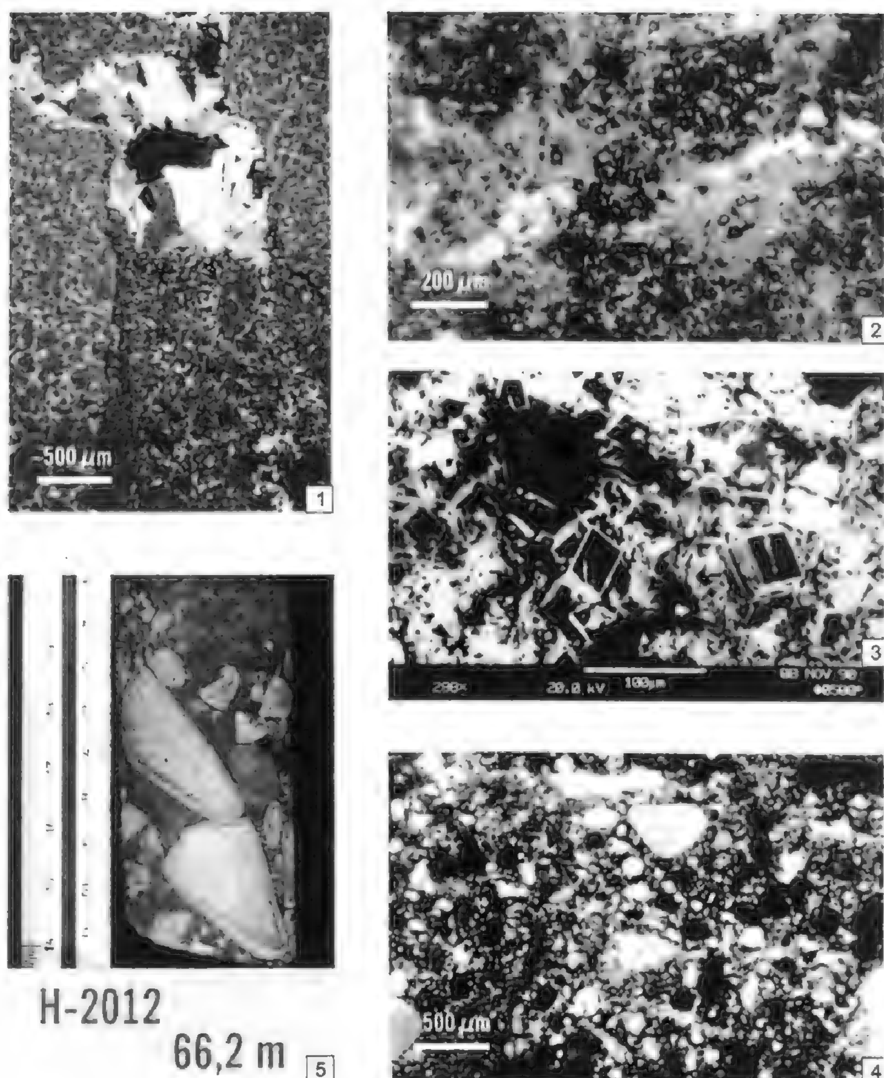


Fig. 4 Borehole profiles from the southwestern part of the Halimba bauxite deposit displaying the nature of the paleokarst as disclosed by exploratory drilling. Borehole H-2011 penetrated partially dolomitized and/or de-dolomitized Late Triassic limestone, some of the original textures of which were still possible to identify. The size of karstic cavities is moderate here, it rarely exceeds the diameter of the core. H-2012 was drilled in strongly weathered, karstified, partly de-dolomitized dolomite, with only scarce vestiges of the original sedimentary textures. Most cores qualified as dissolution- and collapse breccia with limestone and dolomite fragments often larger than the core diameter. Worn dolomite and limestone pebbles rounded by karst corrosion were also often encountered. The matrix of the conglobreccia is made up of infiltrated fine dolomite silt and bauxite

üregek formájában jelentkezik, amelyeket finom karbonátliszt és kaolinites agyag keveréke, ezt követően fennőtt, majd mozaikos pátos kalcitcement tölt ki. E két üreggenerációt csak az agyagos kitöltés színe (a #1-ben színtelen, vagy enyhén sárgás, a #2-ben vörös) valamint a kísérő kalcitcement fázisok lumineszcenciája alapján (#1-ben egyszerű-, a #2-ben komplex zonáció) lehet egymástól elkülöníteni. Mindkét kitöltés anyaga enyhén dolomitosodott, a #2 generáció esetében a dolomitosodás, az üregek falát mintegy 100-200 mikrométeres diffúz sáv formájában kísérve a mellékkőzet felé is „kiszűrődik". A *harmadik oldódási fázis* (#3) által kialakított üregek kitöltése egyértelműen bauxitos s a jól felismerhető, ooidos bauxittörmelék darabok mellett közepesen, vagy alig koptatott polimikt karbonát klasztokat is tartalmaz. Helyenként – különösen a nagyobb méretű üregekben – a karbonáttörmelék uralkodóvá válhat: a kitöltő anyag szemcsevázú konglomerátum, melynek mátrixát bauxit és finom karbonátliszt adja. Ezzel az üreggenerációval kapcsolatban gyakori a fentebb már említett oldódási- és beomlási („kollapsz") breccsák megjelenése és – amennyiben dolomitos mellékkőzetben fejlődött ki – általános a dolomit finom kőzetliszttévaló szétesése és kalcitosodása („dedolomitosodás"). A *negyedik üregképződési fázist* (#4) alig oldott felszínű repedéseket, litoklázisokat részlegesen kitöltő, a korábbiaktól eltérő, komplex katódlumineszcens zonációt mutató kalcit képviseli. Ez az üreg generáció minden korábbi üreget átvág, gyakran ma is nyitott, mechanikai (pl. agyagos, vagy bauxitos) kitöltést nem tartalmaz és nagy valószínűséggel a Dunántúli-középhegységet ért fiatal, neogén eseményekkel hozható kapcsolatba, tehát a bauxitos paleokarszt kérdéskör szempontjából nincs jelentősége.

Mivel a dolomitosodás/dedolomitosodás szövetroncsoló hatása miatt a mikroszkópban azonosított cementfázisokból egyedi preparátumokat nem lehetett készíteni, a halimbai szelvény izotópgeokémiai vizsgálatát átlag-mintákon voltunk kénytelenek elvégezni és az eredményeket egyszerű keresztkorrelációs diagramon tüntettük fel (*6. ábra*). Ebből is jól látszik azonban, hogy az elemzési adatok többsége a *„meteorikus térnegyed"*-be, vagy annak közelébe esik, azaz, az egymást felülíró karsztos oldódási és cementkiválási események következtében elváltozott kőzet egyértelműen magán viseli a csapadékeredetű vizekkel való kölcsönhatás nyomát (még akkor is, ha makroszkóposan eredeti identitását őrzi). A minták vertikális szelvényben való ábrázolása azt is igazolja, hogy e hatás a karsztszelvény legmélyebb ismert szakaszán – a diszkordanciafelület alatt 140 méterrel is – még egyértelműen azonosítható (*7. ábra*). Ez a – mind volumenében, mind geokémiai jellegében – jelentősnek mondható kőzetelváltozás arra utal, hogy az oldódást és cementációt legalább az egyik, de nagy valószínűséggel mindhárom karsztesemény során jelentős csapadékvíz betáplálással jellemzett regionális karsztvízáramlási rendszernek tulajdoníthatjuk. Ez a megállapítás egybecseng azzal, amit bauxitföldtani megfontolások alapján mindig is feltételeztünk, de paleo-hidrológiai oldalról eddig nem bizonyítottunk: hogy a karsztbauxitképződés jelentős mennyiségű csapadékvíznek a bauxiton és feküjén való átáramlásával jár, s ahol ez hosszú időn keresztül, optimálisan valósul meg, ott alakulnak ki a jó minőségű telepek.



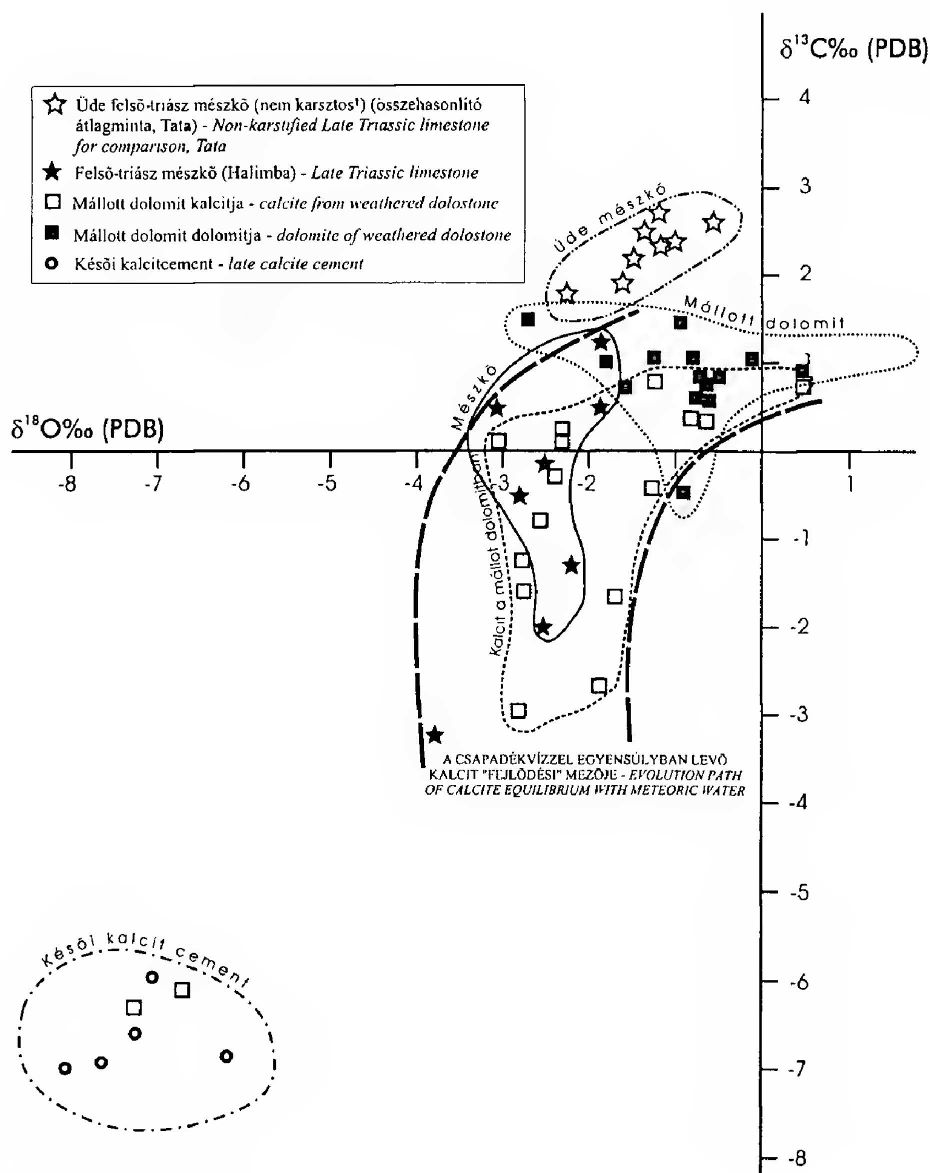
5. *ábra* A halimbai telep karsztosodott feküjében elkülönített üreg-generációk makroszkópos és mikroszkópos jellemzői. (1) ooidos-peloidos szövetű mészkő repedés által preformált oldási üregét libella-szerűen kitöltő agyagos-vasas festődésű sárgás-szürke karbonátlisztes belső üledék és durva mozaik-pátos kalcit. #1 üreg-generáció. H-2011 sz. fúrás,160,7–160,9 m. (2) Repedés mentén kialakult oldódásos üreget kitöltő vörös színű, dolomitosodó, karbonátlisztes-agyagos kitöltés. (#2 üreg-generáció, H-2011 sz. fúrás 115,4 m) (3) A (2) fotón bemutatott, ép kristálylapokkal határolt dolomitkristályok elektronmikroszkópos képe. (4) A #3 üreg-generációt kitöltő bauxitos, dolomit-törmelékes anyag mikroszkópi képe (H-2011 sz. fúrás, 232,9 m) (5) Bauxitos-karbonátlisztes mátrixú durva konglomerátum anyagú kitöltés a #3 generációhoz sorolható üregben (H-2012 sz. fúrás)

Fig. 5 Cavity fillings as recognized in the bedrock of the Halimba karst bauxite deposit. 1 Fissure controlled, dissolution-enlarged cavity in oolitic-peloidal limestone. The cavity is filled by iron-stained clayey carbonate silt and a coarse mosaic of sparry calcite. Karst Phase No 1. (Borehole H-2011, 160,7 – 160,9 m); 2 Fissure-controlled dissolutional cavity filled by red bauxitic mud and dolomite silt. Karst Phase No 2. (borehole H-2011, 115,4 m); 3 SEM image of the dolomite crystals shown by Fig 5 (2); 4 Mixture of bauxite and dolimite fragments filling cavities of Karts Phase No 3 (Borehole H-2011, 232,9 m); Coarse dolomite conglomerate embedded in a mixed bauxite- carbonate silt matrix, filling cavities of Karst Phase No 3. (borehole H-2012)

A három, feltételesen *pre-tercierként* azonosított karsztfázis (#1, #2, #3) lehetséges rétegtani besorolását a #3 fázis bauxitos kitöltése alapján lehet megkísérelni. Az e fázishoz tartozó üregekben megjelenő oolitos, karbonáttörmelékes bauxit egyértelműen a klasszikus rétegszerű senon telep bauxitjával azonosítható. Mivel ez a fázis a két korábbi (#2 ill. #1) üreg-generációhoz tartozó kitöltéseket egyértelműen átvágja, azok csak nála idősebbek lehetnek. Mind a #1, mind a #2 fázis mikropetrográfiai jellegei arra utalnak, hogy ezek freatikus körülmények között (karsztvízszint alatt) töltődtek ki (finom, laminált, v. homogén mechanikai kitöltés; izopach, vagy mozaikos kalcitcement). Arra a kérdésre, hogy ez a freatikus fázis a *senon*, vagy – a bányabeli megfigyelésekből ismert – *albai* bauxit felhalmozódását megelőző szakasz felszínalatti karsztrendszerét képviseli-e, a rendelkezésre álló adatok alapján ugyan nem lehet egyértelmű választ adni, de elvileg nem zárható ki hogy az *albai* eseményhez tartozzék. Kizárólagosan az *eocén* szárazulati epizódhoz hozzárendelhető üregkitöltést a halimbai szelvényekben nem tudtunk azonosítani. Ennek oka minden bizonnyal az, hogy az eocén bauxit jellegtelen, pelitomorf szövete a felismerést egy ilyen bauxitos festődésű kitöltésekben gazdag környezetben csaknem lehetetlenné teszi. Hogy a diszkordanciafelületek összeharapózása következtében az eocén bauxit infiltrációjára a lehetőség fennállt, azt a közeli lengyelmajori terület mélyművelésében végzett bányabeli megfigyelések igazolták (MINDSZENTY et al. 1988).

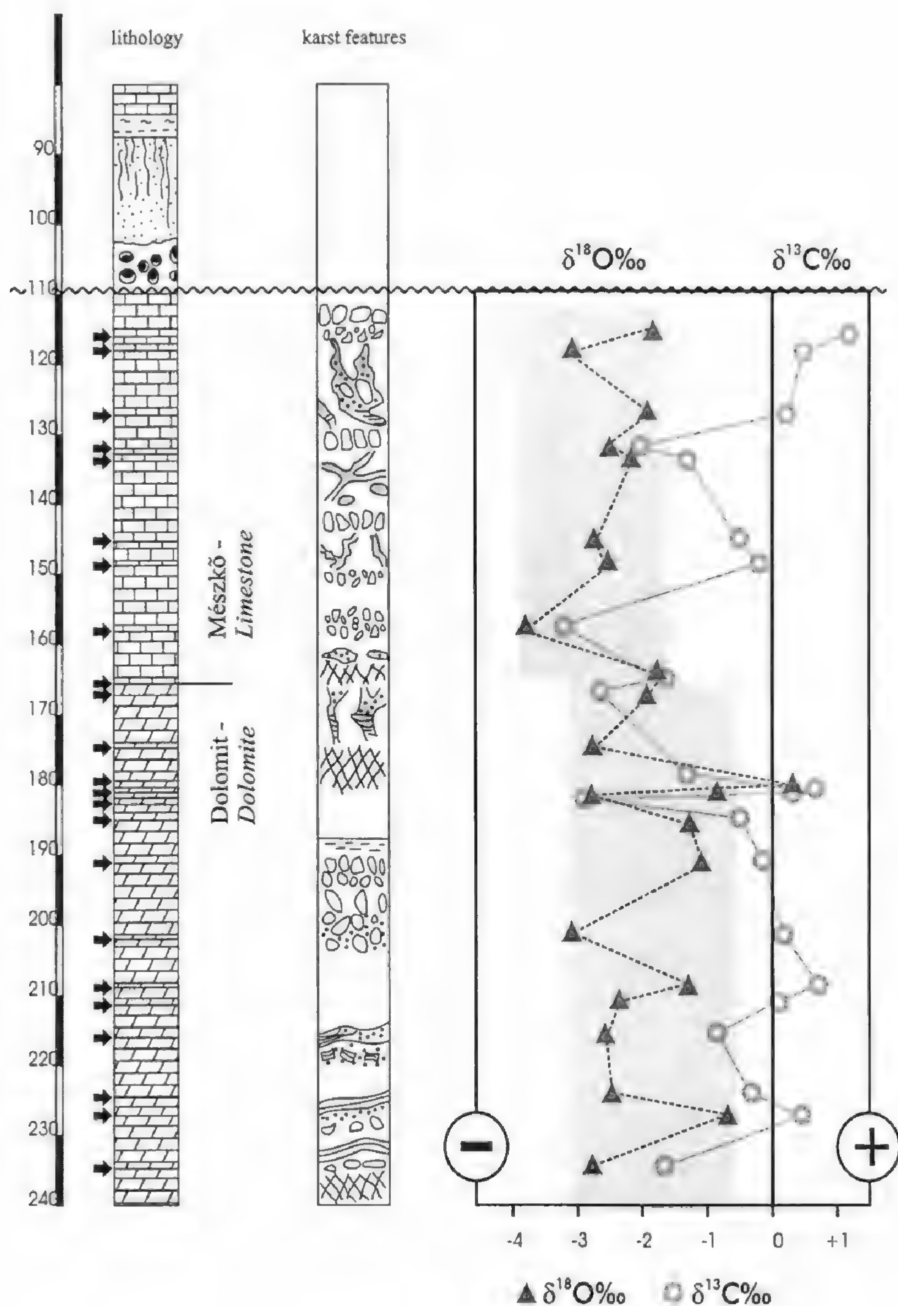
A halimbai telep bauxitjáról VADÁSZ (1946, 1951), DARÁNYI (1957), BÁRDOSSY (1961), ERDÉLYI (1965), SZANTNER et al. (1986), JUHÁSZ (1988) és mások munkái nyomán rendelkezésre álló ismereteket a telep alatt feltárt paleokarszt szelvény sajátosságaival egybevetve a következő integrált kép bontakozik ki:

A halimbai telepképződés első jelentős eseménye a parautochton szövetű, vadózus fáciesű bauxittal kitöltött töbrök kialakulása. Ezt az eseményt a jelek szerint egy kevésbé látványos, de mikropetrográfiai módszerekkel azért elkülöníthető, a freatikus zónában lezajlott, oldódásos fázis vezette be, amely apró, litoklázisok által preformált oldási üregek képződését és – egyelőre nem-bauxitos anyaggal való – kitöltődését eredményezte. A freatikus fázist követően kialakuló, *töbrökkel tarkított karszttérszín*, amelyet vadózus bauxit tölt ki, a terület fokozatos kiemelkedését regisztrálja. Ez az esemény a töbrök oldalán talált és paleobotanikailag albainak minősített kőszenes képződmény alapján, nyilvánvalóan, már az albai korszakban elkezdődött. A töbrös telepek bauxitját lefedő, uralkodóan allochton megjelenésű, karbonáttörmelékes, *rétegszerű* főtelep a tágabb környéken végbement jelentős topográfiai változásról tanúskodik: a korábban látszólag hosszú ideig izolált magaskarszt egyszerre csak áthalmozott üledékek felhalmozódási térszínévé vált. A töbrök *in situ* bauxitját átvágó (annál tehát mindenképpen fiatalabb) karsztjáratokat kitöltő, áthalmozott bauxit, valamint dolomit és mészkőkonglomerátum, véleményünk szerint azt jelzi, hogy a topográfiai változás nem lassú, fokozatos denudáció, hanem valószínűleg *tektonikus* esemény által kiváltott „hirtelen" folyamat (vagy folyamatok) eredménye volt. A korábban egységes magaskarszt halimbai szektora megsüllyedt, s erre a megsüllyedt térszínre hordódott rá, a csatlakozó, továbbra is (vagy egyre inkább) kiemelt területekről, az ott korábban képződött bauxit. Hogy



6. ábra. A H-2011 sz. halimbai fúrás mészkő és dolomit mintáiból készült stabilizotóp elemzések keresztkorrelációs diagramja. Elemző: HERTELENDI E., ATOMKI, Debrecen. Előkészítés: 100%-os foszforsavval, 25 °C-on hőmérséklet-stabilizált körülmények között. Mérés: az ATOMKI saját fejlesztésű, könnyűelemek mérésére konstruált tömegspektrográfján. Standard: nemzetközi „KH2" (PDB). A mérések reprodukálhatósága: 0,1–0,2 %

Fig. 6 Cross-plot of stable C and O isotope analyses of limestone and dolomite samples from borehole H-2011. Analyst: E. HERTELENDI, ATOMKI, Debrecen. Preparation: 100% phosphoric acid, at 25 °C (stabilized temperature). Instrument: ATOMKI's Light Isotope Mass Spec., Standard: international „KH2" (PDB). Reproducibility: 0.1–0.2%



7. ábra. A H-2011 sz. fúrás stabilizotóp-adatai a mélység függvényében. Elemző: HERTELENDI E., ATOMKI, Debrecen. Feltárási és mérési körülményeket l. a 6. ábránál, jelmagyarázatát l. 4. ábránál

Fig. 7 Stable C and O isotope analysis results of bulk carbonate specimens from borehole H-2011. Analyst, and conditions of measurements as indicated in Fig 6, legend: see on Fig. 4

ezzel az eseménnyel egyidejűleg a karsztba nagymennyiségű csapadékvíz táplálódhatott be, azt abból gondolhatjuk, hogy ehhez az üregrendszerhez kapcsolható a legnagyobb mértékű *dedolomitosodás* (a dolomit meteorikus hatásra történő elváltozása).

A rétegszerű telepet lefedő senon sorozat üledékei az eocén elején a telep déli, ebben az időszakban relatíve ismét kiemelt részéről lepusztultak. Az így feltáródott senon bauxittelep felszínén felhalmozódott eocén bauxit (JUHÁSZ 1988) rögzíti számunkra a harmadik diszkordanciafelület jelenlétét a halimbai telep területén.

Az események fenti rekonstrukciója, véleményünk szerint, nem mond ellent a tesztelendő munkahipotézisnek. A flexurális kiemelkedés tetőzónájában pontosan az várható, amit a halimbai „történet" első szakasza tükröz: lassú, fokozatos kiemelkedés (freatikus korai karszteseményck), amelynek leghosszabb ideig szárazulatként funkcionáló *apexén* érett, bauxittal kitöltött, töbrös karszt alakult ki. A történet második szakasza (tektonikusan preformált topográfiai változás, lepusztulás, bauxit-áthalmozódás) a tektonikai (és ezzel egyidejűleg a felszíni lepusztulási és szállítási) rezsim *megváltozását*, de a kiemelkedés tetőzónájának viszonylagos állandóságát sugallja. A karsztjelenségek mindkét esetben, de különösen a második szakaszban igen jelentős csapadékvíz beáramlással jellemzett karsztrendszerre utalnak. A harmadik (eocén) esemény részleteiről érdemben Halimbán, a már jelzett okokból (az esetleges eocén karsztkitöltések azonosíthatatlansága miatt) nem lehet nyilatkozni.

Oldódás és cementáció a bauxitot fedő, ill. az azzal heteropikus zátony-mészkövekben

Az elvégzett vizsgálatok a rudistás mészkövek mindegyikében igazolták a kisebb-nagyobb mértékű, biomold jellegű porozitás kialakulásához vezető korai diagenetikus oldódás tényét és az oldási üregeket kitöltő cementek többségével kapcsolatban bizonyítható volt a kisebb vagy nagyobb mértékű, *korai meteorikus hatás.*

Az alábbiakban rövid összefoglalását adjuk azon terepi és laboratóriumi vizsgálati eredményeknek, melyek a fenti megállapításokhoz vezettek

Albai mészkövek

Környei Mészkő: makroszkópos megfigyelések, laterális és vertikális fácieskapcsolatok

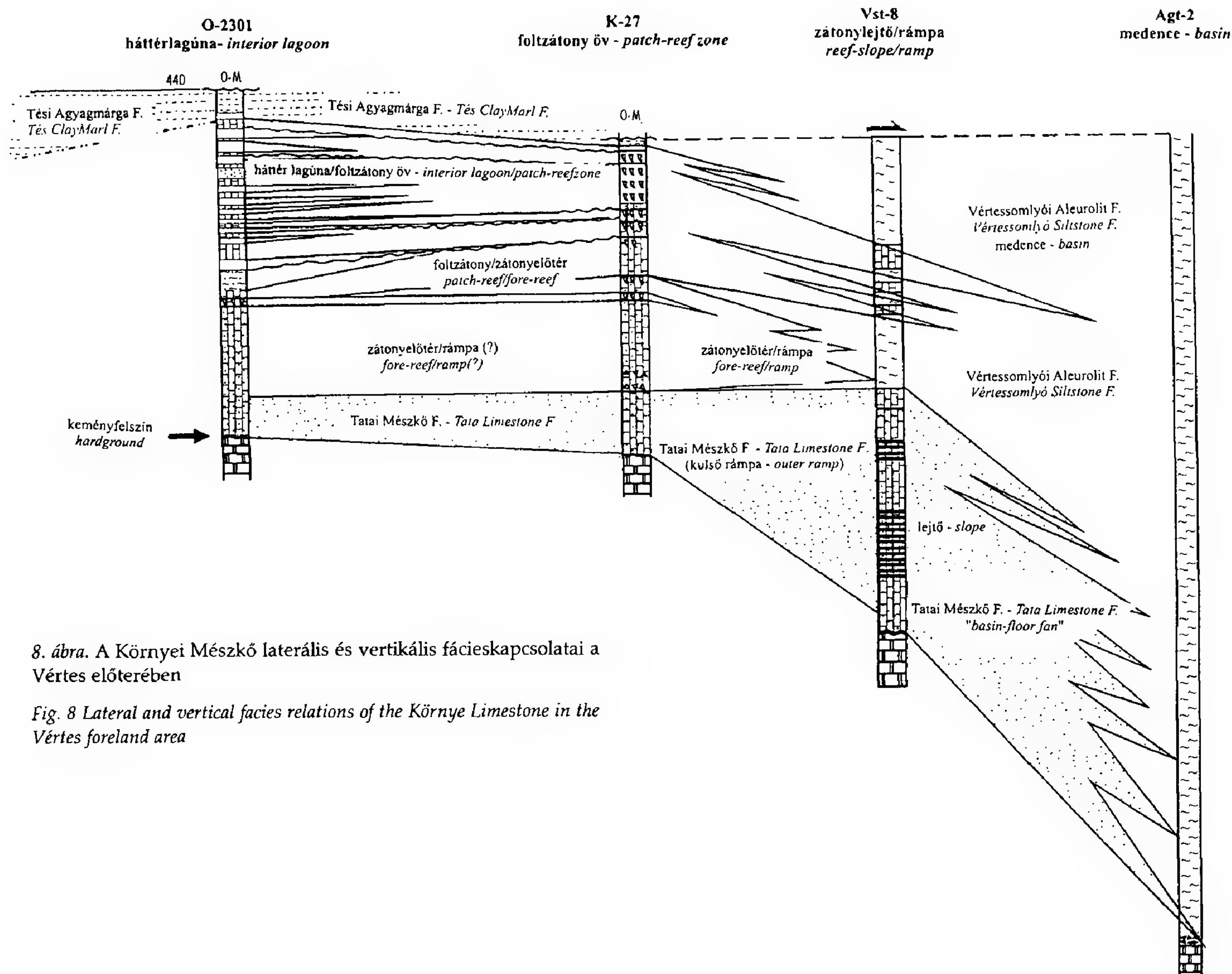
Saját megfigyeléseink és bevezetésben már említett irodalmi források alapján összeillesztett képből (l. *8. ábra*) szépen kibontakozik a Vértessomlyói-medence és a peremén húzódó „foltzátony" öv (CSÁSZÁR által már 1986-ban jelzett, de akkor még más megfogalmazásban megrajzolt, majd disszertációjában némiképp módosított), fáciesképe (vö. CSÁSZÁR 1986, Fig. 59, ill. CSÁSZÁR 1999)

A kréta rétegsor bázisán lévő felső-triász, ill. jura képződmények felszínén megfigyelhető, nyomokban *glaukonitot* is tartalmazó, egyértelműen *szubmarin* keményfelszín arra mutat, hogy a medence-fejlődés korai stádiumában a

medencealjzaton az üledékfehalmozódás és üledékelmosás közötti arány hozzávetőleges egyensúlya lehetett a jellemző. Az egyensúlyi helyzetet képviselő keményfelszínre eróziósan települő (a keményfelszín feldolgozott anyagát törmelékdarabok formájában tartalmazó) *sötétszürke*, a bioklaszotokkal azonos méretű nem-karbonátos extraklasztokban is bővelkedő *krinoideás mészkő*, amelyet az idézett szerzők a Tatai Mészkő Formációba sorolnak, véleményünk szerint a háttérben emelkedő sekélyebb selfről az oxigénhiányos medencefenékre szemcsefolyás-szerűen lezúdult üledék. Ez a lényegében durva kalkarenitnek minősülő képződmény a medence felé összefogazódik a Vértessomlói Aleurolit Formáció sötétszürke kőzetlisztes márgájával. A feltételezett self felőli oldalon gyakoriak benne a vékony, világosabb szürke, meszesebb (véleményünk szerint allodapikus) betelepülések. Ezek felfelé vastagodnak és durvulnak, a legfelső szakaszokon már felismerhető rudista-törmeléket tartalmaznak, jelezvén a selflejtő sekélyebb tartományában kialakult rudistás építmények progradációját.

A rudistás építményekről az egykori sekély selfet harántolt K–27. és O–2301. fúrások alapján lehetett véleményt alkotni. A K–27. rétegsorában uralkodóan rudistahéj-törmelékből álló, *zátonyelőtér*ként is értelmezhető kalkarenit váltakozik *foltzátony*-szerű *in situ* rudista csokrokkal. Ez utóbbiak felszínének egyes szintekben észlelhető *vöröses agyagos elszíneződése* és az ehhez társuló oldódási jelenségek ismétlődő, efemer *szárazra kerülési epizódok*ra utalnak. Az O–2301. a formáció felső kb. 50 méterében *háttér-lagúna*ként értelmezhető, terrigén anyaggal kevert, szürke színű mésziszapos, valamint *in situ* rudistás szinteket is tartalmazó, durva héjtörmelékes, mészhomokos, gyakori szárazra kerülésre utaló oldódással, talajosodással jellemzett rétegek váltakozásából álló sorozatot harántolt. A durva héjtörmelékes kalkarenitet a *foltzátonyöv* háttérlagúna felé csatlakozó *zátonylejtőjének*, az *in situ* rudistás szinteket foltzátony-kifejlődésnek értelmezve, a K-27-hez hasonlóan, ismétlődő fácieseltolódások képe rajzolódik ki, amely a relatív tengerszint ingadozásoknak a sekély régióban fokozottan érvényesülő hatásával magyarázható. A Környei Mészkő fedőjében a Tési Formáció brakkvízi kifejlődéses tengerszint emelkedés követ. Ennek eredményeként jelennek meg fölfelé ismét a mészkő betelepülések, amelyeket CSÁSZÁR (1995) a *Zirci Mészkő Formáció*val azonosít.

A rudistás építmények képződésének optimum zónája, a jelek szerint tehát ismét a korábbi selfperem. A tengerszint emelkedés ütemét, mértékét és térbeli eltolódását azonban jól fémjelzi, hogy ez a felső rudistás képződmény, amint azt már említettük, ebben a térségben maximum 30–40 méteres vastagságot ér el, míg a bakonyi típusterületeken akár 200 méter is lehet! Fedője – akárcsak a Bakonyban – itt is a pelágikus Pénzeskúti Márga, az érintkezési felületen (=„maximum flooding"?) keményfelszínnel, (l. még a Zirci Mészkőről szóló részt).



8. ábra. A Környei Mészkő laterális és vertikális fácieskapcsolatai a Vértes előterében

Fig. 8 Lateral and vertical facies relations of the Környe Limestone in the Vértes foreland area

A Környei Mészkő diagenetikus jelenségei

Mintakiválasztás

A diagenetikus folyamatok megismerésére irányuló vizsgálatokat a rudistás építmények zónáját harántolt K–27, a háttérlagúna „zátony" felőli szektorában mélyült O–2301. és a medencebeli Vértessomlói Aleurolittal összefogazódó, allodapikus Környei Mészkő betelepüléseket feltáró Vst–8. sz. fúrásokból válogatott mintákon végeztük el. A mintakiválasztás elsődleges szempontja a vizsgálatokra alkalmas, elegendően nagyméretű (>60–100 µm) kristályok, ill. a preparálás során megbízhatóan izolálható, azonos típusú egyedekből álló kristálycsoportok jelenléte volt. A mintavétel során igyekeztünk előnyben részesíteni mindazokat a cementkitöltéseket amelyekkel kapcsolatban mikropetrográfiai alapon valószínűsíthető volt, hogy a diagenezistörténet korai, vagy legfeljebb sekélyeltemetődési szakaszában képződtek (biomold eredetű oldódási üregeket kitöltő, az esetleges jelentősebb kompakciót, sztilolitosodást *megelőzően* kivált cementek). Ellenőrzésképpen megvizsgáltunk néhány későbbi, repedésekhez, litoklázisokhoz kötődő kitöltést is: ezek csaknem minden esetben jelentősen különböztek a mikropetrográfiai alapon korainak minősített cementektől.

Cement-morfológia/cement-kémizmus

– A fácies okokból viszonylag nagyobb *primer porozitás*sal rendelkező *foltzátony kifejlődés*ben a bioklasztok, peloidok körül *korai*, Fe-mentes, szálas, *izopach, tengeri-freatikus* cementburok figyelhető meg, helyenként jól észlelhető *apró-szkalenoéderes továbbnövekedés*sel. A fennmaradó *intergranuláris pórus*teret a DICKSON-féle festőoldattal (DICKSON 1966) ibolyaszínűre festődő, *Fe-tartalmu mozaikpát* tölti ki. Ugyancsak *durvapátos mozaikszerű kalcit* tölti ki a rudisták belső üregét, valamint a rudistahéj vázszerkezetéből adódó „kazettás" üregecskéket. A korai cementgenerációkat átvágó *sztilolitok* mentén sötétkékre festődő, *Fe-tartalmu kalcit* kiválása figyelhető meg.

– A *lagúna kifejlődés* csekély primer porozitású, mudstone jellegű üledékei egyöntetű homogén fakó lumineszcenciát mutatnak, ez reduktív környezetben kivált *finom mikrites, korai cement*től eredhet. Helyenként szabálytalan oldási üregeket kitöltő intenzívebben lumineszkáló mikropátos cement is megfigyelhető (feltehetően az intraformácionális szárazulati epizódokkal kapcsolatos jelenség?).

– A *telogenetikus* repedések enyhén oldott falfelületén Fe-mentes zónával induló, majd egy-két elmosódó Fe-tartalmú sávot tartalmazó pengeszerű („bladed") kalcit figyelhető meg. Ez a *zónás, pengeszerű* kalcit aszimmetrikusan (csak egyik oldalon) jelentkezik. A fennmaradó pórusteret apró *ekvigranuláris* szemcsékből álló ibolyaszínű *Fe-tartalmú maggal* és azt körülvevő *Fe-mentes zónával* rendelkező mikropát tölti ki.

A Vértessomlói Formációba közbetelepülő, „zátony"törmelék-eredetű, allodapikus mészkő (*Környei Mészkő*) mikrites bio- és intraklasztjait is vasmenetes *korai, tengeri-freatikus, izopach cementszegély* veszi körül. Az *intragranuláris* (biomold) és normál méretű *intergranuláris* pórustereket egyaránt reduktív környezetben való kiválásra utaló, jelentős Fe-tartalommal rendelkező, sötét

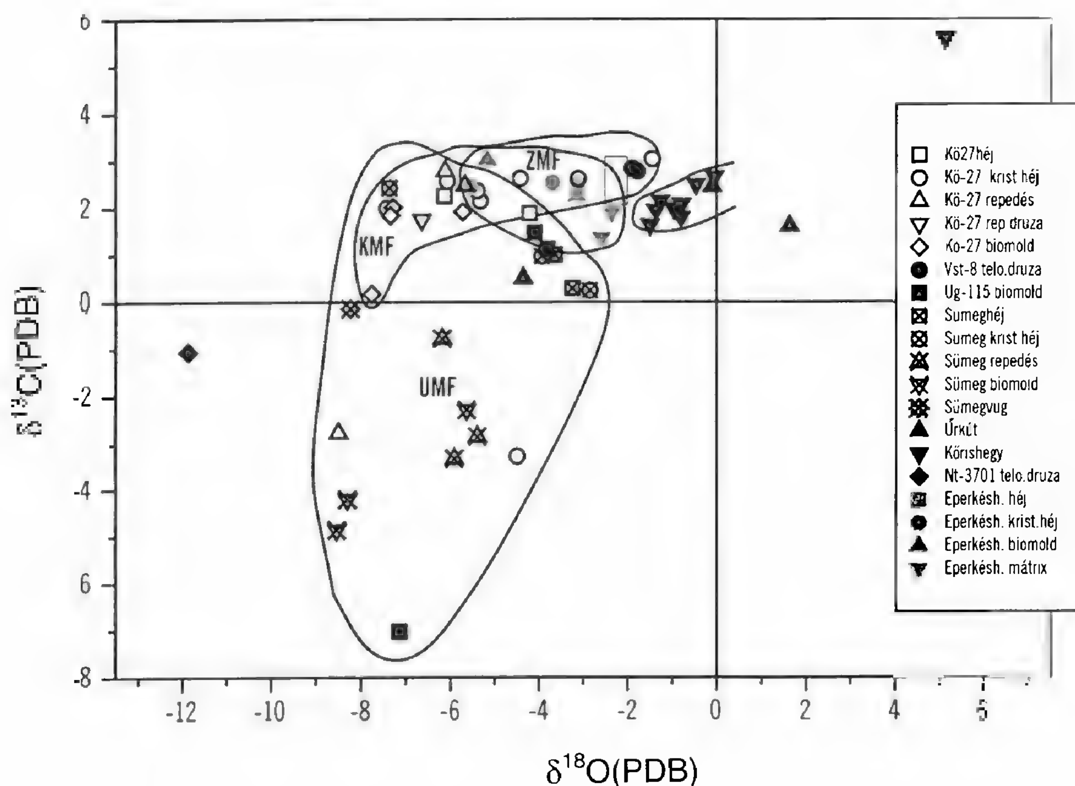
ibolyakékre színeződő cement (*Fe-tartalmú mozaikpát*) valamint *pirit* tölti ki. Egyes szakaszokon intenzív *kovásodást* figyeltünk meg: a kova ugyancsak *izopach* kéregként vonja be a bioklasztok közötti túlméretes („oversize") pórusokat. A kovás mintákban a kovakiválást követő, a *túlméretes* pórusokat lezáró *kalcit cement* ugyancsak *vastartalmú* (kéken festődő).

Stabil izotópok

A Környei Mészkőből, és a hozzá ezen a területen szorosan kapcsolódó Tatai Mészkőből megvizsgált mikrominták egyöntetűen pozitív oxigén és szén izotóparányaikkal tűnnek ki (*9. ábra*). A mérési pontokat magában foglaló mező fedésben van a krétaidőszaki *tengervízből* kivált kalcit irodalmi adatok alapján számítható összetételével. Súlypontja a normál tengervíznél negatívabb $\delta^{18}O$ értékek felé tolódik el, ami eredhetne abból is, hogy a cementek egy része a tengervíznél *magasabb hőmérsékletű ?formációs víz*ből vált ki, de az is lehet, hogy kismértékben, csapadékvíz-eredetű oldat-hozzákeveredés történt (bár ez ellen szól, hogy a $\delta^{13}C$ értékek kettő kivételével egyértelműen a pozitív térnegyedbe esnek). A két anomális mikrominta közül az egyik, amely lényeges meteorikus vízkeveredést is tükrözhetne, egy *telogenetikus druza* kalcitjából származik.

Zárványvizsgálatok

Zárványvizsgálatok a foltzátony övet harántolt K–27. fúrás négy Környei Mészkő mintájából (biomoldokat kitöltő cementekből) készültek[5]. Ezek kevert ill. meteorikus összetételű oldatok jelenlétét valószínűsítik (*12. ábra*) és egyértelműen 50 °C alatti ásvány-kiválást jeleznek. Érdekes és ez idő szerint nehezen magyarázható a látszólagos ellentmondás az izotópos és zárványos adatok között (pl. a 384,0 m-ből vett minta biomoldját kitöltő cementből a zárványvizsgálat *keveredési* zónára utaló oldatösszetételt mutatott ki, míg az izotóparány alapján ugyanez a minta egyértelműen az *édesvízre* jellemző térnegyedbe kerülne a diszkriminációs diagramon; vagy pl. a 394,6 m-ból vett minta szintaxiális kalcit cementjében a zárvány összetétele pl. *keveredési* zónát jelez, a stabil-izotóp arányok egyszerű *tengervizet* is megengednének. A 374,0-m-ből származó minta, amelyből a zárványvizsgálat *édesvíz*ből kivált cementet mutatott ki, izotóparánya alapján legfeljebb a *„mixing"* környezet valószínűsítését engedi meg). Az ellentmondás legkönnyebben úgy oldható fel, ha feltételezzük, hogy a szóban forgó cementek *fluktuáló* összetételű, *uralkodóan a tengeri/keveredési* környezetbe illő, de *epizodikusan* kismértékű *édesvízbeáramlás* által befolyásolt közegből váltak ki. Az izotópvizsgálatokhoz végzett mikromintázás ezt a finom változást átlagolta, így adhatott az uralkodóan tengeri/keveredési környezetre utaló „átlag"-jelet. A zárványvizsgálat ezzel szemben, finomabb felbontóképessége révén (talán éppen az édesvíz-beáramlási epizódokkal kapcsolatban, a visszaoldott növekedési zónákon bezáródott folyadékcseppek kémizmusára koncentrálva), szelektíven, inkább a meteorikus/keveredési környezetnek megfelelő összetételt tükrözi.



9. ábra Középhegységi kréta zátonymészkövek stabilizotóp adatainak keresztkorrelációs diagramja
Elemző: HERTELENDI E., ATOMKI, Debrecen. Feltárási és mérési körülményeket l. a 6. ábránál

Fig. 9 Cross-plot of stable $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ isotope data measured on Cretaceous rudistid limestones of the Transdanubian Central Range. Analyst and conditions of measurements as indicated in Fig 6. Remark: 1) Samples Kőris-hegy and Úrkút are used as reference data for marine limestones, unaffected by karstification. 2) The grey square in the marine quarter stands for the composition of calcite precipitated in equilibrium with Cretaceous sea-water according to MOSS & TUCKER (1995), WOO (1986) and LOHMANN (1988)

Zirci Mészkő: makroszkópos megfigyelések, laterális és vertikális fácieskapcsolatok

A Tési Formációból kifejlődő *Zirci Mészkőről* („Requieniás mészkő") korábban számos igen alapos őslénytani/paleoökológiai feldolgozás született (legutóbb GELLAI 1973; CZABALAY 1981, 1984; CSÁSZÁR 1986; BODROGI 1993), amelyek révén e képződményről alapszelvény-szintű részletességgel felvett és vizsgált szelvények állnak rendelkezésünkre. Az ezek, valamint CSÁSZÁR monográfiája (1986), és cikkei (1995) alapján megrajzolható fáciesképpel lényegében egyetértünk. A makroszkópos megfigyelésekkel, amelyeket a formáció egyik alapszelvényeként elfogadott eperkés-hegyi feltárásban, valamint a Pgy–5. és Ot–84. sz. archív mélyfúrások rétegsorán végeztünk, voltaképp ennek egyes részleteit kívántuk jobban megvilágítani.

Az Ot–84. sz. fúrás az Alsóperei Bauxitot majd a rátelepülő édesvízi, ill. brakkvízi kifejlődésű Tési Formációt harántolta a Zirci Mészkő feküjében. Az agyagmárga és a mészkő közötti fokozatos átmenet jelzi, hogy a „zátony" övezet kialakulását a terrigén anyagbeszállítás ütemének drasztikus csökkenése tette lehetővé, melynek oka a relatív tengerszint-emelkedéssel együttjáró partvonal-eltolódás lehetett. A tengerszintemelkedés a folyamat kezdetén viszonylag gyors ütemű lehetett. Erre mutat, hogy mintegy 10 méternyi, durva rudistahéjakban gazdag, *foltzátony*-típusú kifejlődés után az uralmat gyorsan átveszi a *külső self/rámpa* környezetre jellemző héjzúzalékos homok, alsó szakaszán még zátonytörmelék betelepüléssel. Az itt kb. 45 m vastag zátonymészkő-összlet a fedő pelágikus Pénzeskúti Márga felé *keményfelszín*nel határolódik, jelezve, hogy a medencealjzat a gyors süllyedés miatt *hirtelen* (nem fokozatos hátrálás eredményeként!) került ki a zátonyképződés optimumát jelentő zónából.

Az *eperkés-hegyi szelvény* reambulációja során arra a következtetésre jutottunk, hogy az *élőhelyzetű* rudista-csokrokból, és *durva* rudista héjtörmelékből álló iszapmátrixú, valamint *grainstone-szerű héjzúzalékos* rétegek ismétlődése nagy-frekvenciájú, relatív tengerszint-ingadozásokkal összefüggő környezetváltozás eredménye, amely azonban ebben a szelvényben számottevő *szárazulati epizódokkal nem járt*. A durva rudistahéjas rétegeket a *foltzátonyöv*vel (kvázi-helybenmaradt, ill. felborult, a hullámmozgás által kissé megmozgatott, lecsúszott törmelékanyag); a grainstone-szerű héjzúzalékot a *zátonyelőtér*hez a nyílt self felé csatlakozó, jól mozgatott, *sekély rámpa* alkörnyezettel lehetett azonosítani. Ez lényegileg egybecseng CZABALAYnak a toucasias agriopleurás rudista-asszociáció vizsgálata alapján elvégzett környezetértékelésével (CZABALAY 1984, 1995). Az Eperkés-hegy tetején, ahol a rudistahéjzúzalékos zátonykörüli fáciest már felváltja a nyíltabb vízi közegre utaló ún. „mikrofaunás" mészkő, ez utóbbinak a tetején *keményfelszínt* találunk. Ez a korábbi szerzők (KNAUER 1966; CSÁSZÁR 1986) által karsztosnak minősített (tehát szubaerális eróziót feltételező) jellegzetes epifaunát (féregcsövek) tartalmazó, galukonitos felület véleményünk szerint *szubmarin keményfelszín* és ugyanúgy a gyors süllyedés és az üledék-felhalmozódási ráta csökkenésének jele, mint azt az Ot–84. fúrásban láttuk (*10/3. ábra*).

A Zirci Mészkő Formációba sorolt képződmények és a közvetlen fedő Pénzes-kúti Márga között a Bakonyban általánosan megfigyelhető foszfátos/ glaukonitos keményfelszín(ek) véleményünk szerint egyértelműen arra utalnak, hogy a zátonyképződésre átmenetileg lehetőséget adó lassúbb ütemű süllyedés az albai emelet végén/cenomán elején hirtelen nagymértékben felgyorsult. A felület valószínűleg nem szigorúan időszinkron természetű (nem biztos, hogy a medencealjzat mindenütt teljesen egyszerre került a keményfelszín képződéséhez vezető körülmények közé), de középhegységi léptékben jól jelzi az általános relatív tengerszint emelkedést, és a karbonátos üledékképződés visszaszorulását. Ez a jelenség egyébiránt ebben az időszakban (albai vége–cenomán eleje) a medence-rétegsorokban Tethys-szerte gyakorinak mondható (vö.: Voconti- árok Breitstroffer-horizontja, vagy a Déli Appenninekben a *Rotalipora ticinensis* zóna környezetében ismert fekete-pala szintek!), így gyaníthatóan globális esemény eredménye, de az általunk is vizsgált közép-

hegységi szektorban nem lehetetlen, hogy tektonikusan meghatározott süllyedéssel átfedéssel jelentkezik.

Mintakiválasztás

A mintakiválasztás szempontja itt is egyfelől a vizsgálhatóság, másfelől a mikropetrográfiai alapon valószínűsíthető korai diagenetikus fázisokhoz való tartozás volt. Ennek megfelelően, Zirci Mészkő esetében is, diagenezis-szempontú vizsgálatokra mind a foltzátony/zátonytörmelék, mind a zátonyelőtér típusú kifejlődésekből igyekeztünk minél több biomold-kitöltést kiválasztani, de vizsgáltunk átkristályosodott molluszka-héjakat sőt, a matrixból vett mikromintákat is.

Cementmorfológia

– A mikrofáciestől részben függően a bioklasztok közötti teret *mikrites* cement, illetve *mikropátos,* helyenként *pátos* cement tölti ki. A rudista héjak belsejében kialakuló, ill. a héjtöredékek „árnyékában" megbúvó („shelter"-) pórusokat és ezek legnagyobb térfogati hányadát *mozaik-pátos* cement zárja le.

– A legkorábbi, már mikropátos méretet elérő, cement generáció tűs megjelenésű, átlag 50 μm v. kisebb kristályhalmazokból áll. Ez a *korai tengeri freatikus,* eredetileg *cirkumgranuláris* cement a későbbi diagenetikus fázisok során átkristályosodott, illetve eltűnt. A tűs cement mellett nagyon ritkán zömök, *pengeszerű* kalcit cement is észlelhető mint korai fázis.

– A nagyobb pórustereket általában *ekvigranuláris* ill. *inekvigranuláris,* a pórustér belseje felé növekvő, *mozaikos pátos* cement tölti ki.

– Függő (*„pendant"*) cementet egyetlen csiszolatban észleltünk

– Néhány mintában, a héjak belsejében v. kisebb üregekben, finom *belső üledék* („crystal silt") volt megfigyelhető.

– A vastag héjú rudisták, a héj szerkezetéből következően szelektív átkristályosodást és többféle cementációt mutatnak. A héjak makropórusai részben mikrittel, részben apró *mozaik-pátos* cementtel vannak kitöltve.

– A bioklasztokhoz köthető további cement az echinodermata töredékeken megfigyelhető *szintaxiális szegély*-cement.

A *későbbi* oldódási és kompakciós fázisokhoz köthetőek a viszonylag ritka *sztilolitok.* Elsősorban a mikrites alapanyagú csiszolatokban jelennek meg s egy részük biztosan a mozaik cement egyik generációja után alakult ki. Ugyanezekben a mikrofáciesekben gyakoriak korai kompakciót tükröző összeroppant rudista héjak is. A kompakció és a tömörödés hatására fellépő nyomási oldódásnak köszönhetően az eltört bioklasztok környezetében gyakran találunk *mikrosztilolitokat.*

A *késői (?telogenetikus)* cementációs fázisokhoz kapcsolódó kalcitos repedés kitöltések alapvetően két csoportra oszthatók: (a) több generációs pátos kalcit-mozaikkal kitöltött szélesebb repedések, ahol a három cement-generációt a repedés falán található apró mozaik, majd durvább mozaik és végül a durva mozaikot átvágó, a repedés középső részén található, újabb pátos kalcit alkotja és

(b) „hajszálvékony" mikrorepedés hálózat, amelyet valószínűleg egy-generációs kalcit cement alkot.

Cement-geokémia

A festett csiszolatok tanúsága szerint a Zirci Mészkő *karbonáthomok fácies*ének mind korai szubmarin cementje, mind pedig az intergranuláris pórusteret kitöltő sekélyeltemetődési cementje gyakorlatilag vasmentes, oxidatív környezetben való kicsapódásra utal. A foltzátony-környezetből származó rudista-héjak üregét kitöltő cementekben a katódlumineszcens vizsgálatok gyenge a „normál" (NL(nem-lumineszcens)→fényes→fakó) zonációtól némiképp eltérő sorozatot mutattak: az első *fakó*, szkalenoéderes termetű farkasfog-szerű kristályok felületére vékony, *fényes*, narancssárga lumineszcenciát mutató sáv következik, majd az üreg fennmaradó (nagyobb) részét *fakó*, felhősen *zónás* mozaikpát zárja le[6]. A „kazettás" intraszkeletális pórusokban lényegileg ugyanez a zonáció követhető, csak itt térfogatilag többnyire a fényes zóna dominál, a legkorábbi fakó sáv alig látható, vagy nem folytonos, s az üregzáró fakó cement is általában alárendelt. Ritkán előfordul, hogy NL bioklasztok körül cirkumgranuláris elrendeződésben a mikrites alapanyagot néhány 10 mm vastagságban narancssárga lumineszcenciát mutató xenomorf cement veszi körül. Mindez a cementek túlnyomó többségének a *freatikus zónában*, a sekély eltemetődés kezdetén *oxidatív*, majd fokozatosan egyre *reduktívabb* közegben való kiválását támasztja alá, összhangban a rétegsorból következő korai eltemetődés-történet folytonos, egyre gyorsuló süllyedési trendjével.

A ciklusos felépítésű, zátonykörüli összletet felfelé lezáró keményfelszín környezetében a cementek – a csiszolatfestés tanúsága szerint - Fe-tartalmuak, azaz egyértelműen reduktív közegből való kiválást jeleznek, alátámasztva ezzel a keményfelszín szubmarin jellegét (*10/4. ábra*).

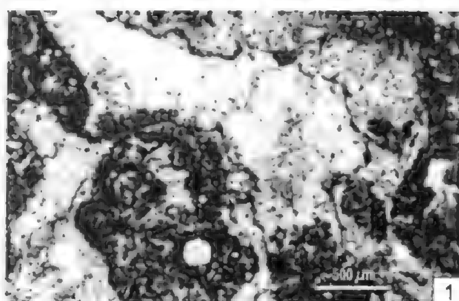
Stabil izotópok

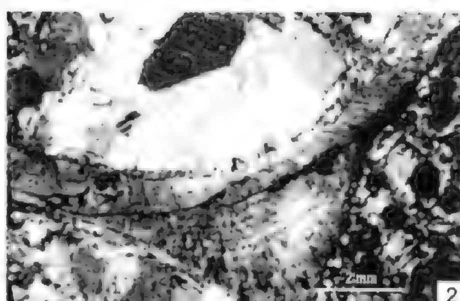
Az eperkés-hegyi mintasorozat molluszkahéjaiból, mátrixából és biomold eredetű üregének pátos kalcitjából vett mikrominták $\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$ értékei (összesen 7 db elemzés), egyértelműen *tengeri*, vagy legfeljebb enyhén *módosult tengervíz összetételű* oldatból való kiválásra utalnak (*9. ábra*). A cementek morfológiája (zömök pengeszerű-, ill. függőcement) által megengedett kismértékű oxidatív(?) *édesvíz-hozzákeveredést* tehát a stabilizotópos vizsgálatok *nem támasztják* alá. A Zirci Mészkő zárványainak vizsgálata folyamatban van, az előzetes adatok kismértékű édesvízhatás feltételezését itt is megengedik

A senon „zátony"mészkő

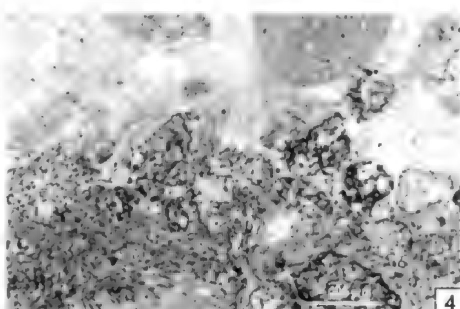
Ugodi Mészkő (UMF, campaniai): makroszkópos megfigyelések, laterális és vertikális fáciesváltozások

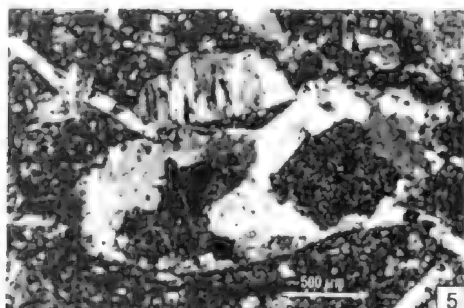
A másik két kréta zátonymészkővel szemben, az *Ugodi Mészkő* vertikális fáciesváltozásairól nehezebb teljes képet alkotni, mivel a formáció felső része (a Dunántúli-középhegység területén, felszínen, ill. sekély-fúrásokban hozzáférhető szelvények nagy részének teteje) az általános lepusztulással járó paleocén/alsó-eocén szárazulati esemény során az erózió áldozatául esett. A rétegsor alsó (alsó-campániai) szakaszának vertikális és laterális fácieskapcsolatai a Zirci Mészkőéhez bizonyos értelemben hasonló, de differenciáltabb történetet

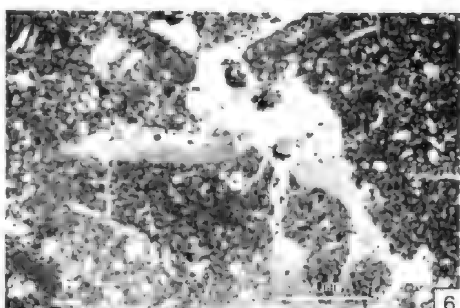












rajzolnak ki. A süllyedés megindulásakor a szárazulati epizód során kialakult karszttérszín a jelek szerint még jelentős relieffel rendelkezett. Erre utalnak KNAUER & GELLAI (1978) vizsgálatai, akik a formáció alsó szakaszán tapasztalható mozaikszerű laterális fácieseloszlást és a fekü, jelentősen szabdalt karszttopográfia szoros korrelációját bizonyították. Számos jel arra utal, hogy a süllyedő self ezen „öröklött" topográfiai egyenetlenségeit a rudistás építmények kialakulása és a süllyedéssel való lépéstartása a senon süllyedéstörténet korai

←*10. ábra* A Környei-, a Zirci- és az Ugodi Mészkő mikropetrográfiája (jellemző részletek a vékonycsiszolatokból). 1) Másodlagos intergranuláris pórus (oldásos eredetű). Felső peremén aszimmetrikus elrendeződésű, átkristályosodott, ?gravitációs cement, melyet a sztalaktitok felszínét burkoló mikrites „bevonat" zár le (marin vadózus esemény jele lehet). Az üreg alatt rövid szakaszon korai (?szubmarin), tűs, feltételezhetően izopach cementszegély maradványa és a sztalaktitokat burkoló mikrites bevonat megfelelője látható. A pórustér fennmaradó részét mozaikszerű, freatikus, sekélyeltemetődési cement zárja le. Környei Mészkő (Vst-8.sz. fúrás, 159,8 m), 1N. 2) Pachyodonta-héj külső, kalcitos héjának szövettartó átkristályosodásakor képződő sárgásbarna, rostos kalcit, belső felületén nem-folytonos, fennőtt, lemezes ?meteorikus freatikus cement látható. A fennmaradó pórusteret durva, mozaik-pátos (sekély-eltemetődési) cement tölti ki. Zirci Mészkő, Eperkés-hegy, a szelvény felső harmadából. +N. (3) A Zirci Mészkő eperkés-hegyi feltárását záró mikrofaunás mészkő felszínén kialakult glaukonitos keményfelszín (terepi felvétel). 4) A (3) fotón bemutatott glaukonitos keményfelszín mikroszkópi képe. Jól látszik, hogy a glaukonit mintegy impregnálja a felszínt. A fölötte települő grainstone intergranuláris cementjének halvány ibolyaszíne jelzi, hogy a glaukonit képződéséhez szükséges enyhén reduktív körülmények a fedő lerakódása idején sem változtak. (Dickson-féle festőoldattal színezett csiszolat) Eperkés-hegy, 1N. (5) Rudista-héj üregét kitöltő nem-folytonos, farkasfog szerűen elrendeződő, apró, ekvigranuláris kalcitkristályokból álló ?meteorikus freatikus cement, majd ezt követő, a pórust lezáró, durva mozaik-pátból álló ?sekély-eltemetődési cement. A csiszolatot apró mozaik-kalcittal kitöltött, későbbi (eltemetődési, vagy telogenetikus) erecske szeli át. Középen fent: lemezes szerkezetét még őrző héj-töredék. Ugodi Mészkő, Sümeg, Kövesdomb. +N. (6) Oldási maradék jellegű, mikrites belső üledékkel és durva mozaik-páttal kitöltött, korai repedések által preformált oldási üreg („vug") wackestone/packstone szövetű foraminiferás biopelmikrit üledékben. Feltehetően a freatikus zóna terméke (meteorikus/tengeri?). Ugodi Mészkő, Sümeg, Kövesdomb. +N.

← *Fig 10. Micropetrography of the Környe-, Zirc- and Ugod Limestone (mainly thin section microphotographs). 1 Secondary, solution-enlarged intergranular pore with neomorphosed, asymmetric ?pendant cement terminated by micrite coatings at the edges of the dripstone crystals (possible marine vadose in origin) on the roof of the pore. Beneath the pore remnants of early, ?marine acicular supposedly rim cement is preserved and covered by micrite cement. The rest of the pore space is occluded by shallow burial phreatic mosaic cement. Plane polarized light. Környe Limestone (drilling core of Vst-8 borehole, 159.8 m). 2 Fabric-preservative neomorphism of the outer layer of a Pachyodont-shell resulted in yellow-brown fibrous calcites on the inner surface of which uneven, drusy bladed meteoric phreatic cement is well visible. The remaining pore space is filled by coarse mosaic spar cements (shallow burial). Zirc Limestone, Eperkés-hegy, from the upper third of the section. Crossed polars. 3 Glauconitic hardground on the surface of the micro-fossiliferous limestone from the uppermost part of the Eperkés-hegy section of the Zirc Limestone. 4 Photomicrograph of the glauconitic hardground showed on Fig. 3. It is well visible how the glauconite impregnates the surface. The light purple colour of the intergranular cement in the cover grainstone indicates that the slightly reductive conditions are prolonged during the deposition of overlying beds, too (thin-section is stained by Dickson-solution), plain polarized light. Eperkés-hegy. 5 Scattered, tiny equigranular dog-tooth calcite crystals (?meteoric phreatic) in the inside pore of an Rudist-shell and the postdating pore-occluding shallow burial, coarse mosaic spar cement. Late or telogenic fractures filled by equant mosaic calcites cross-cut the rocks. Middle top: preserved laminated structures of a shell-fragment. Crossed polars. Ugod Limestone, Sümeg, Kövesdomb. 6 Vug preformed by early fractures is filled up by solutional-residue-like micrites as internal deposits and coarse mosaic spar in foraminiferal biopelmicrites (wackestone/packstone), which are most probable the product of diagenetic processes in phreatic zone (meteoric/marine?). Crossed polars. Ugod Limestone, Sümeg, Kövesdomb*

szakaszában még fokozhatta. A süllyedő aljzat egy-egy kiemelkedése felett az Ugodi Mészkő akár 200–400 m vastagságot is elért (HAAS 1986; TARI 1995), míg a mélyebben fekvő részeken ezzel egy időben már a Jákói Márga képviselte a senon üledékciklust A rétegsor felső szakaszát feltáró Gyepükaján Gy–7. sz. fúrás rétegsora alapján HAAS (1986) a *késő-campaniaiban meggyorsuló süllyedést* feltételez. A süllyedési trendre szuperponálódó magasabbrendű tengerszint-ingadozások jeleként a Gy–7-ben harántolt UMF felső szakaszán a *zátony* ill. *háttérlagúnája* ismétlődő váltakozását lehet megfigyelni, majd a süllyedés felgyorsulásával a rudistás platform „befullad", lefedi a Polányi Márga. A foltzátonyokat tartalmazó eleinte lassabban süllyedő sekély self régióhoz Ny–DNy felé csatlakozó medence süllyedésének nagyobb intenzitását jól jelzi, hogy az egykori medence területén mélyült Somlóvásárhely-1. sz. szerkezetkutató fúrás (MÁFI) sötétszürke, *oxigénhiányos* felhalmozódási környezetre utaló, pelágikus *márga-rétegsorában* (Polányi Márga F.) több szintben is közbetelepül a zátonyrégióból a meredek lejtőn törmelékfolyásként lejutott, *allodapikus zátonytörmelék*. Hasonló jelenséget említ az Mp–42. sz. fúrásból BODROGI et al. (1998) is.

Érdekes módon a felső-kréta zátonymészkő esetében nem tapasztaljuk a felgyorsuló süllyedéssel kapcsolatban azt a fajta platform-hátrálási („back-stepping") jelenséget, amelyet a Környei és a Zirci mészkő térbeli eloszlása alapján az albai tengerelöntéssel összefüggésben jól lehetett észlelni. A hátrálás látszólagos hiányának egyik oka feltétlenül az, hogy azokról a területekről (pl. a Halimbai-medencéhez ma DDK felé csatlakozó, peremein még eocénnel fedett, majd fedetlen dolomitfennsík), ahol paleogeográfiai megfontolások alapján várni lehetne a „backstepping" eredményeként megjelenő zátonymészkő képződményt, a paleogén–neogén eróziós események hatékonyan lepusztítottak minden fiatal mezozoos tagot, így, ha volt is ilyen hátrálási esemény, annak nyoma nem maradhatott.

Mintakiválasztás

Miként a másik két zátonymészkőnél, a vizsgálatokat itt is igyekeztünk a mikropetrográfiai alapon kiválasztható korai-, ill. sekélyeltemetődési cementekre (biomold kitöltések, átkristályosodott héjak, véletlenszerűen megjelenő oldási üregek kitöltései) koncentrálni, de összehasonlításképpen repedéskitöltéseket, különböző telogenetikus druzákat is megvizsgáltunk. A bauxitos diszkordancia-felülethez kapcsolódó, mechanikai kitöltésként bauxitot/bauxitos agyagot is tartalmazó üregek cementje, lumineszcens zonációját tekintve, a többi vizsgált cementtől szignifikánsan különbözött. A mintákat elsősorban a zátonytörmelék, és zátonyelőtér típusú kifejlődésekből válogattuk.

Cement-morfológia

– Az apró bioklasztos biomikrit alapanyagú, floatstone szerűen rudistahéjakat tartalmazó mintákban általában *mikropátos intergranuláris* cement van, vagy *mikrites* cement sejthető.

– A durva bioklasztos wackestone/packstone szövetű mintákban kalcit-cementtel kitöltött *biomold-, intergranuláris-, intragranuláris,* és *üreges* porozitás egyaránt előfordul, belső üledékkel, vagy anélkül. A kalcit cement többnyire a pórusfalon fennőtt apró equigranuláris szemcsékkel kezdődik, ezt víztiszta, v. zónás(zárványos), pengeszerű, vagy nagyon ritkán szkalenoéderes kristályok követik, majd egyre durvább mozaikpátos cement következik. Ritkábban egy nagyon durva (több mm) eltemetődési, (valószínűleg Fe–kalcit, v. esetleg –dolomit) cement is észlelhető volt.

– *Szintaxiális cement*: echinodermata-vázelemek esetében figyelhető meg

A *rudistahéjak diagenezise* többnyire, úgy zajlott, hogy a héj Mg-kalcit-része szövettartóan átkristályosodott (selymes, kissé barnás színű, vékony kalcitszálak tömegéből áll), az aragonitos rész kioldódott, s helyébe apró, vagy durvább mozaikos, víztiszta kalcit-cement vált ki. Igen gyakran eredeti üledékanyagú kitöltést is meg lehet figyelni, amely vagy teljes, vagy részleges. Ha részleges, akkor a maradék teret libella szerűen kalcit tölti ki. Jellegzetes aprókristályos *kalcitliszt* jellegű, vagy mikrites, ostracodahéjas belső üledéket is lehet egy-két helyen látni. Előfordul, hogy a rudistahéjak kompakciósan többé v. kevésbé összeroppantak, mielőtt belsejüket véglegesen kitöltötte volna a mozaikszerű kalcitpát!

Egyéb oldódási jelenségek: néhány esetben korai, ún. *pervazív* oldódásra utaló, a környezettől kissé eltérő szövetű mikrites foltok jelennek meg rosszul definiált határral rendelkező üregek, repedések mentén.

Repedések: Több generáció, kisebb-nagyobb mértékben oldódással is párosult repedés különíthető el. Vannak (a) tisztán kalcitmozaikkal kitöltöttek és vannak olyanok, amelyeket (b) pengeszerű, zónás kalcit és narancsvörös árnyalatú kalcitliszt tölt ki. A (b) generáció rendszerint fiatalabb mint az (a) és megfigyeléseim szerint ez kapcsolható a bauxitos diszkordancia-felülethez. Vannak olyan repedések is, amelyekben csak vöröses *kalcitliszt* van, vannak amelyekben csak *vörös agyag*, az utóbbiak lehetnek piritesek is (de ezeknél a pirit már csak oxidált pszeudomorfózaként van jelen!). Van egy repedés-generáció, amelyhez opak, pirites kiválás kapcsolódik.

Sztilolitok: valószínűleg több generáció létezik. Az egyik mindenképp a biomold, ill. „vug" típusú (üreges) porozitást kitöltő kalcit utáni.

Cement-geokémia

A tömeges oldódási jelenségekkel együtt járó, változatos morfológiájú cementtársulás kémizmus tekintetében is *változatosnak* mutatkozott. A sümegi szelvényekben és az ugodi Szár-hegyen a bázis közelében észlelhető egyöntetűen, ill. zónásan Fe-tartalmú, reduktív közegben kivált cementektől eltekintve, az oldási üregek, biomoldok, intra- és intergranuláris pórusok *első kitöltése* csaknem mindig *oxidatív* körülményeket tükröző, ekvigranuláris, Fe–Mn-mentes, nem-lumineszcens (NL), majd néhány hajszálfinom, fényes Mn-tartalmú sáv közbeiktatása után ismét Mn-mentes, szkalenoéderes kalcit. Az ezután még fennmaradt pórusokat fokozatosan mozaikpát *több-generációs*, többszörösen sávos-zónás, *váltakozó Fe–Mn tartalomra* (oxidatív és reduktív

közegre? utaló) lumineszcenciát mutat, s csak a legutolsó kiválások felhős, egyre fakuló lumineszcenciája jelzi, hogy a cementkiválás közege végül egyöntetűen a reduktív irányba tolódott el.

Az eocén bauxitképződési időszakban bauxitfekükén t szolgáló Ugodi Mészkő késői, repedések által preformált oldódási üregei meglepetésünkre nem oxidatív kémizmusról tanúskodó cementjükkel, hanem épp ellenkezőleg, egy jellegzetes zónás felépítésű, zömök pengeszerű, ill. izometrikus, durvapátos, Fe-tartalmú, tehát reduktív kiválási körülményekre utaló cementfázissal tűnnek ki. Ez arra utal, hogy a bauxitfelhalmozódás során kialakult karsztos üregeknek legalábbis egy része nyitott vízvezetőként szolgálhatott egészen addig, míg a képződmény süllyedés, v. tengerszint emelkedés révén ismét a freatikus zónába nem került, ahol azután már nem egyértelműen oxidatív, esetleg éppen reduktív kémhatású karsztvízből vált ki az üregeket végérvényesen lezáró kalcitcement.

Fontosnak tartjuk kiemelni, hogy az Ugodi Mészkő Formáció azonosított cementjei mind freatikus kiválásúak, s bár a megvizsgált mintapopulációk lelőhelyenként egymáshoz képest kisebb eltéréseket mutatnak, általános jellegeiket (fluktuáló kémizmusra utaló komplex sávos-zónás felépítés, a szélesebb Fe–Mn-mentes zónákat ismételten megszakító vékonyabb, Mn-dús sávok) tekintve egymáshoz nagyon hasonlóak. Egy szelvényen belül előfordul, hogy a *sávokat korrelálni is lehet egymással*. Véleményünk szerint ennek az lehet az oka, hogy a senon rudistás platform üledékképződési környezetében érvényesült felszínalatti vízáramlási rendszerek a megvizsgált körzetekben nagyon hasonlóak lehettek, s az egész régióban érezhető volt (ha „pulzálóan" is) az oxidatív felszíni vizek hatása (legerősebben az Ug–115-ös fúrás mintáiban). Ha ezzel összevetjük pl. az eperkés-hegyi rétegsor cementjeit (amelyek egymás között ugyanúgy hasonlóak, mint azt az UMF cementjeinél láttuk), azokhoz képest a különbség nyilvánvaló: az eperkés-hegyi cementek csaknem kizárólag fakó lumineszcenciát mutatnak, alig észrevehető, elmosódó sávokkal (*11. ábra*). Ez valószínűleg arra utal, hogy a kalcitkristályok növekedése során az oldat redox viszonyai nem változtak olyan erőteljesen, mint az UMF esetében, következésképp a felszíni (vadózus eredetű, oxigéndús) meteorikus vízbeáramlás elhúzódóbb folyamat lehetett, kevésbé pregnánsan éreztette hatását a freatikus tartományban.

Stabil izotópok/folyadékzárványok

Az Ugodi Mészkőből megvizsgált mikrominták többségének stabilizotóparányai a diszkriminációs diagram meteorikus térnegyedébe esnek (*9. ábra*). Ezzel egybecseng a folyadékzárvány-vizsgálatok eredménye is: a biomoldok kitöltéseiből, valamint repedéskitöltésekből vett mikromintákon végzett elemzések egyetlen minta kivételével a cementfázisoknak a *freatikus zónában, édesvízből* történt kiválását támasztották alá. Az említett egy minta, az egyik biomold kalcit-kitöltése, kevert (tengeri/meteorikus) összetételű oldatból való kiválást jelez s ezzel összhangban izotóparánya is a marin térnegyed alsó részére esik (*9. és 12. ábra*).

Diszkusszió és kísérlet a paleodomborzati értelmezésre

Az eredményeket a korábbi publikált és kéziratos, ill. adattári ismeretanyaggal egybevetve, lehetővé vált a nagy bauxitos unkonformitásokhoz kapcsolódó karsztos folyamatok jobb megismerése és a szárazulati eseményeket követő tengerelöntés egyes részleteinek finomítása. Ezáltal az egész kérdéskört *paleo-hidrológiai* keretbe illesztve kísérelhetjük meg a tengerelöntés kezdetén fennállott paleotopográfiai különbségek áttekintő méretarányú, hozzávetőleges rekonstrukcióját

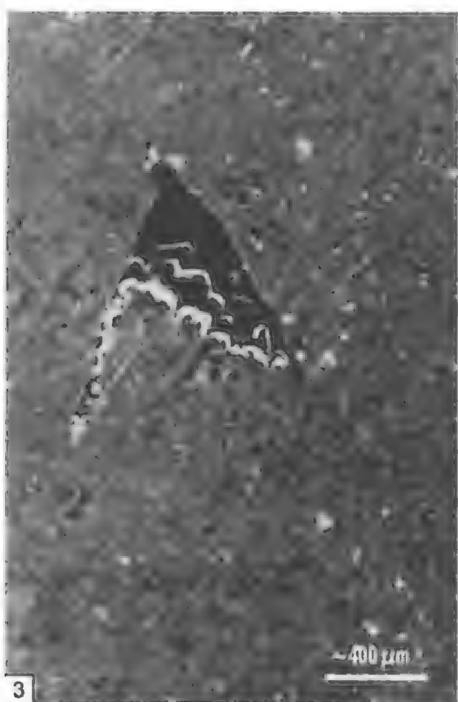
Mindhárom platform mészkő esetében bebizonyosodott, hogy az üledék-képződés szubmarin környezete hidrológiailag kommunikált a *kiemelt háttér* lokális ill. regionális édesvíz-tartójával. A Környei és Zirci Mészkő esetében ez a hatás, a vizsgálatok szerint alárendelt volt (a víztartóban valószínűleg lokális, sekély, kis hidraulikus potenciált képviselő édesvízi lencse alakulhatott ki). Az Ugodi Mészkő esetében ezzel szemben a háttér-hatás meghatározó szerepet játszott (a jelek szerint a freatikus zónában regionális, jelentős hidraulikus potenciált képviselő édesvíz-beáramlás alakult ki). A Környei Mészkőnek a Vértessomlói Aleurolitba befogazódó, allodapikus mészkő közbetelepüléseiben a cementek kémizmusa valószínűsíti, hogy a diagenezis korai szakaszában az üledékben érvényesülhetett a medencéből feláramló némiképp módosult összetételű, reduktív kémizmusú vizek hatása is (vastartalmú korai cementek!).

A korai cementfázisok az eddigi vizsgálatok alapján (elsősorban kémizmusuk révén) a három képződményre egyenként specifikusnak mondhatók. A Környei Mészkő Formációra a vasdús, tengeri ill. tengeri/meteorikus összetételű cementek, a Zirci Mészkő Formációra az enyhén vastartalmú, fakó cementek, míg az Ugodi Mészkő Formációra a komplex-zónás, uralkodóan meteorikus vízből kivált cementek jellemzőek.

Figyelemre méltó, hogy az Ugodi Mészkő megvizsgált kifejlődésein belül a cementfázisok nagyon hasonlóak (és határozottan eltérnek pl. a Zirci Mészkő *hasonló fáciesű* mintáinak cementjeitől!) Ez véleményünk szerint arra utal, hogy az ugyanazon platform mészkő egyes kifejlődési területein érvényesülő hidrológiai hatást nem annyira az üledékképződési környezet, mint inkább a hozzá csatlakozó szárazulati háttér tulajdonságai szabták meg. Ez a felső-kréta viszonylatában jelenthetné azt is, hogy számolnunk kell egy regionálisan érvényesülő, a nagykiterjedésű, karsztosodásra képes összletet hidrológiailag összekapcsoló, *„főkarszt"-szerű jelenséggel,* amelynek hatása a vele kommunikáló sekélytengeri üledékképződési területeken egyöntetűen érvényesült (a komplex zónás cementeket Ugodon éppúgy megtaláltuk, mint Sümegen vagy Nagy-tárkányban). A feltételezés jól illeszkedik ahhoz a középhegységi bauxitkutatási gyakorlatban bevett nézethez, mely szerint a felső-kréta bauxitszintre következő transzgressziós esemény *diakron,* s diakronizmusát a szárazulati térszínnek a transzgresszió kezdetén fennállott relief-különbségei okozták. A még kiemelt területek szolgálhattak a már tengerszint alá került szektorokba beáramló felszínalatti vizek közös „forrásaként" (vö. HUBBERT 1940; TÓTH 1963, 1971,1984)


~3000 µm
1


2


~400 µm
3

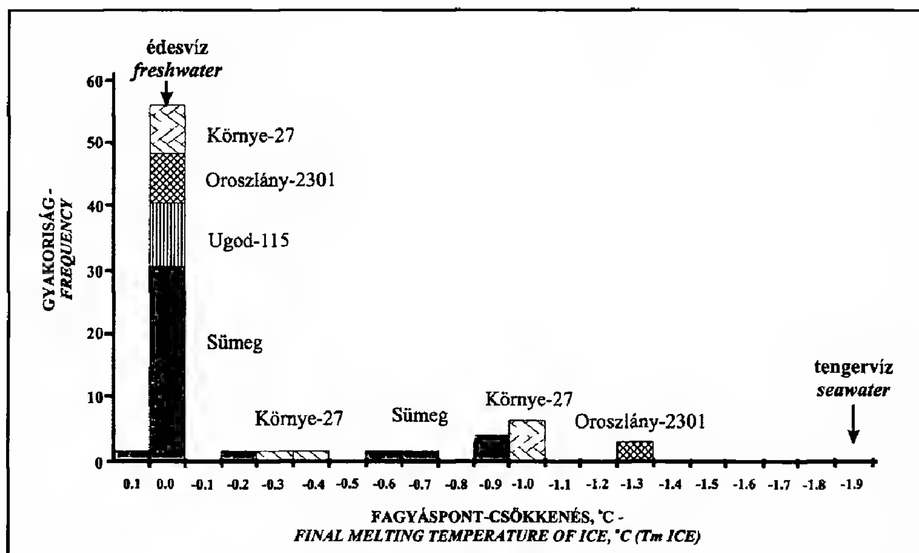

4

Ha a karbonátos üledékképződés idején feltételezhető háttér reliefről a mészkő cementfázisaiban tükröződő paleohidrológiai ismérvek alapján próbálunk képet alkotni, akkor a következő eredményre jutunk:

(1) Az albai szerkezetalakulást követő denudáció eredményeként előállt szárazulati relief minden bizonnyal viszonylag szelíd lehetett. Annak, hogy a meteorikus vízbeáramlás mindkét albai mészkő esetében alárendelt, elvileg két oka lehet: vagy nem volt elég csapadékos az időjárás ahhoz, hogy érdemi freatikus lencse kialakulhasson, vagy a háttér-reliefből következő hidraulikus potenciál nem volt elégséges ahhoz, hogy az édesvizet jelentős mértékben, nagy

← *11. ábra.* Cement-mikromorfológia, cementkemizmus. (1) Rudistaváz testüregét kitöltő durva pátos, mozaikszerű kalcitcement katódluminoszkópos képe. Az átkristályosodott belső héj nem lumineszkál, csak a szövettartó átkristályosodás során megőrződött bioeróziós lyukakat kitöltő mikrit mutat enyhe lumineszcenciát. A héj belső felületén fennőtt szkalenoéder termetű kalcit fakó narancsvörös zónával indul, amelyet vékony, élénken lumineszkáló narancssárga sáv követ, majd a testüreg nagyobb részét kitöltő, homogén, fakó lumineszcenciát mutató pát következik. Az összkép uralkodóan reduktív kémhatású, gyengén fluktuáló Fe/Mn aránnyal jellemezhető oldat összetételre utal. Zirci Mészkő, az eperkés-hegyi szelvény középső része. (2) Rudistahéj töredék kazettás szerkezete. A kazetta válaszfalak korai szubmarin cementje közepes intenzitással lumineszkál (átkristályosodott), míg a későbbi póruskitöltés belseje néhány helyen élénk narancssárga lumineszcenciát mutat (Mn-tartalmú, reduktív közegben kivált), másutt sötét, nem-lumineszcens. Zirci Mészkő, eperkés-hegyi szelvény középső része. (3) Kisméretű repedés által preformált, kissé oldott üreg zónás cementkitöltése luminoszkópban. A zonáció apró nem-lumineszcens kristály egyedekkel indul, ezek széles, élénk narancssárga, fekete, majd ismét élénk narancssárga továbbnövekedési zónákban folytatódnak. A fennmaradó teret fekete (nem-lumineszcens) pát zárja le. Az összkép fluktuáló kémizmusú oldatra utal. Ugodi Mészkő, Nt–3701. sz. fúrás 274,0–277,3 m (Sümeg–Nagytárkány). (4) Korai törések által preformált üreg kalcitkitöltésének luminoszkópos felvétele. A kitöltés a pórusfalon szórványosan fennőtt, lemezes kristályokkal indul. Erre a (3) képen bemutatotthoz lényegében hasonló sorozat következik: először egy továbbra is „bladed", de egyértelműen nem-lumineszcens fázis, amely élénk narancssárga, zömök szkalenoéderes termettel folytatódik. Az üregzáró fázis a kristálylap-határokon vékony sárga zónával jellemzett nem-lumineszcens kalcit. Ugodi Mészkő, Ug–115.sz. fúrás, 47,0–51,6 m (Ugod környéke).

← *Fig. 11 Micromorphology and geochemistry of early diagenetic cements as recognized in the studied rudistid-limestones. 1 CL image of coarse mosaic calcite cements in the inside pore of a Rudist-shell. Note the non-luminescent, neomorphosed inner shell layer, and the slightly luminescent micrites filling up the bioerosionally bored micro-pores. The growth zones of the drusy scalenohedral calcites on the surface of inner shell-layer enter with dull red luminescence followed by thin bright orange zone; dull homogenous calcites occlude the most part of cavity. Overall picture refers to predominantly reductive pore fluid with slightly fluctuating Fe/Mn. Zirc Limestone from the middle part of the Eperkés-hegy section. 2 CL image of the panel structure in a Rudist-shell. Early marine rim cements on the panel-wall show dull luminescence (neomorphosed), whereas the central part of this particular cavity is filled up by later pore-occluding cements which in part have bright orange luminescence (precipitated in reductive environment), and in other part dark-non-luminescent. Zirc Limestone from the middle part of the Eperkés-hegy section. 3 Growth zones of pore-filling calcite under cathodoluminescence, in a small, fracture-preformed solution vug. The pattern of cathodoluminescence seen here towards the cavity centre reflects subtle changes in porewater chemistry: tiny non-luminescent early part and then a much thicker bright orange-dark-bright orange zones. The rest of the pore space a dark (non-luminescent) spar generation fills up. Ugod Limestone, drilling core of Nt-3701 borehole, 274.1-277.3 m, Sümeg-Nagytárkány. 4 Growth zones of pore-filling calcite under cathodoluminescence, in a solutional vug along the early fractures. First generation of pore-filling cements is composed of uneven prismatic bladed crystals and followed by similar succession as in Fig. 3-the bladed non-luminescent phase is continued by stubby scalenohedral bright orange phase. The closing phase is a non-luminescent calcite with a thin orange subzone at the crystal-boundaries. Ugod Limestone, drilling core of Ug-115 borehole, 47.0-51.6 m, neighborhood of Ugod.*



12. *ábra*. A fluidzárványvizsgálatok eredményeit összefoglaló diagram. A vízszintes tengelyen a fluidumnak a mikrotermometriás mérések során észlelt (a tiszta édesvízhez viszonyított) fagyáspont-csökkenése látható (minél nagyobb a fagyáspont-csökkenés, annál nagyobb a fluidum sótartalma). A függőleges tengelyen a mért értékek gyakoriságát tüntettük fel. Jól látható, hogy a legtöbb mérési adat (ezek közül is az UMF cementjeiből mért értékek) az édesvíznek megfelelő összetételre jellemző pont körül jelenik meg. Kevesebb mérés adott a tengervízhez közeli sótartalmú fluidum összetételt (ilyenek elsősorban a Környei Mészkő diagenetikus cementjei)

Fig. 12 Fluid inclusion data measured on samples from the studied rudistid limestones as displayed by the frequency of melting point decrease. Most measured data plot on the meteoric side of the diagram, few of them show a clear but still not exclusive marine influence.

távolságra behajtsa a zátonykörnyezetbe. A klimatikus tényező valószínűleg kedvező volt, hiszen a szárazulati térszínhez bauxittelepek kapcsolódnak, s ezekről az az általános vélemény, hogy nedves trópusi klímán képződnek. Kétségtelen, hogy léteznek olyan megfigyelések is, amelyek amellett szólnak, hogy az albai emeleten belül voltak rövidebb, a trópusitól eltérő klímájú epizódok is (pl. WEISSERT & LINI 1991), ezek hatását azonban közvetlen evidencia híján, nem tartjuk elemezhetőnek. Véleményünk szerint a magyarázat jelen esetben inkább a lapos háttér-relief miatti elégtelen hidraulikus potenciálban keresendő.

Ez a lapos háttérrelief azt sugallja, hogy az albai szárazulati eseményt követő süllyedés a vizsgált területhez képest *„disztális" deformációra* vezethető vissza, s mint ilyen talán megfeleltethető a munkánk kezdetén munkahipotézisként választott *„migráló távoli előtérkiemelkedés"* modelljének.

(2) A senon mészkő lerakódásakor a háttér-relief ezzel szemben határozottan kiemelt lehetett. A mindenütt észlelhető, domináns meteorikus hatáshoz ugyanis nemcsak a bauxittelepek által ismét megbízhatóan jelzett csapadékos klíma, hanem a megfelelő hidraulikus potenciál is szükséges volt. Ezt biztosíthatták a szárazulati háttér magasan fekvő beáramlási területei. A tagoltabb relief felté-

telezése, amint már említettük, jól összevág a transzgressziós rétegcsoportnak a bauxitkutatási gyakorlatból ismert, mozaikszerű fácies-változékonyságával is.

A bauxitkutatási gyakorlatból ismert, és most a transzgresszió eseménysorát részleteiben rögzítő diagenezistörténeti tanulmány által alátámasztott paleodomborzati kép arra utal, hogy a senon szárazulati eseményt követő süllyedés, az albai modelltől eltérően, a *süllyedő területen belül*, ill. annak közvetlen hátterében zajló *aktív kompresszió* eredménye lehetett. Nem lehetetlen, hogy a folyadékáramlás intenzitását a topográfiából eredő hidraulikus potenciál mellett a tektonika is segítette (vagy a törési síkok mentén kínálkozó áramlási pályák, vagy esetleg, akár nyomáseffektusok révén is). A *13.* és *14. ábra* ennek az eseménysornak elvi vázlatát mutatja be. Az *14. ábrán* bemutatott rajz alapja TARI 1994-es blokkdiagramja, ehhez illesztettük a jelen vizsgálatsorozat eredményeit tartalmazó feltételes paleohidrológiai rekonstrukciót.

Ha a rekonstrukciót elfogadjuk, akkor nyilvánvaló, hogy ennek a késő-kréta térszínnek karsztos porozitás-alakulás szempontjából, a tengermenti freatikus zónát képviselő Ugodi Mészkő mellett, volt még egy *kitüntetett helyzetet* élvező szektora: a *kiemelt háttér vadózus zónája*, a *beáramlási terület*, ahonnan az egykori regionális karsztvíz-lencse táplálkozott. Ez a terület az Ugodi Mészkő közvetlen háttérzónáját képező bauxittelepek (az ugodi sávban Iharkút és környéke, a déli sávban kb. Csabpuszta–Halimba) zónájával esik egybe. Hogy ezek a területek a senon üledékciklust megelőzően beáramlási területként funkcionáltak azt a bauxitkutatás adatai alapján tudjuk. Az iharkúti töbrök 90-100 méteres mélysége pl. egyértelmű magyarázatot ad a zátonymészkő övezet diagenetikus jellegzetességei alapján a senonra feltételezett jelentős hidraulikus potenciálra.

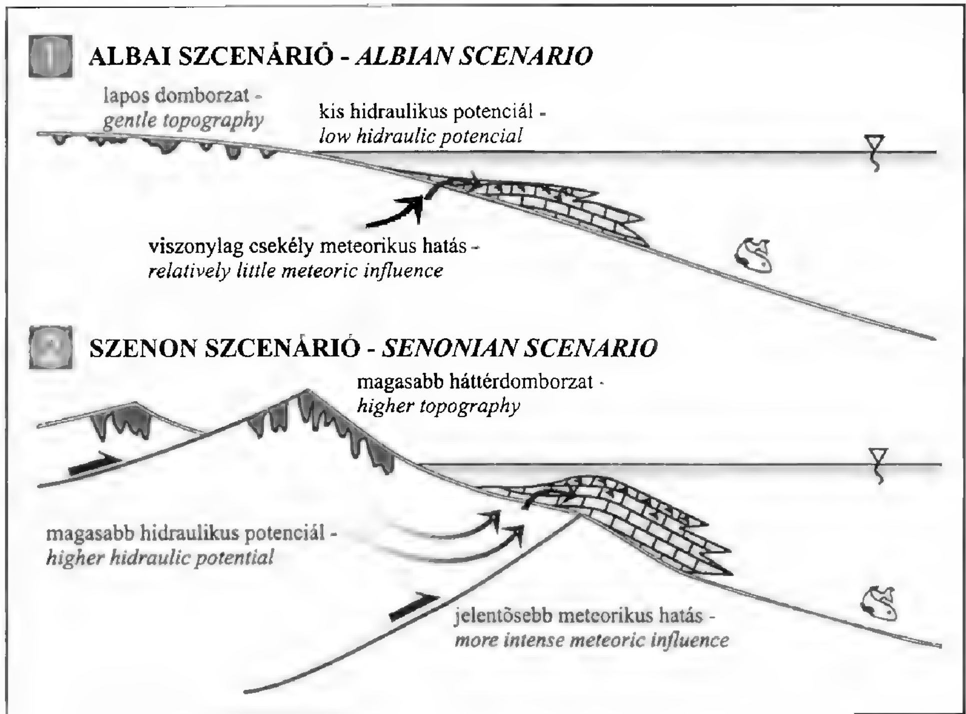
Összefoglalás

A dunántúli-középhegységi bauxittelepek létrejöttét meghatározó geodinamikai mechanizmusra vonatkozó munkahipotézist a bauxitos eseményekkel szorosan összefüggő *karsztjelenségek*, valamint a bauxitot fedő zátonyképződmények vizsgálata, úgy gondoljuk, alátámasztja.

A feltételezett flexurális kiemelkedés („*forebulge*") tetőzónájában, a bauxitfekü triász képződményekben a várakozásnak megfelelően intenzív karsztosodás nyomait sikerült kimutatni, a kiemelkedés szárnyain települő mészkövekben pedig igazolni tudtuk a mészkőképződéssel egy időben létezett szárazulati térszínről való felszínalatti vízbeáramlás tényét.

A kiemelkedés kréta időszak folyamán bekövetkezett térbeli eltolódásának bizonyítékául a korábbi szerzők által is észlelt és dokumentált jelenségek újraértelmezése (az albai rudistás mészkőöv hátrálása („backstepping"), a bauxitos és nem-bauxitos fáciesek térbeli eloszlása, laterális kapcsolataik) szolgált.

A flexurális deformáció jellegének időbeli megváltozását és a közvetlen háttérrelief ezzel járó módosulását a flexurális kiemelkedés szárnyain települő mészkövekben észlelhető édesvízbeáramlás intenzitásváltozása jelzi. Vizsgálati eredményeink egyik lehetséges értelmezése szerint az albai bauxitfelhalmozódás színterének hátteréül egy, az akkori deformációs fronthoz képest minden



13. ábra. A észlelt cement-kémizmus változásokat magyarázó elvi paleohidrológiai modell

Fig. 13 Schematic paleohydrological model explaining the observed variations of cement-chemistry

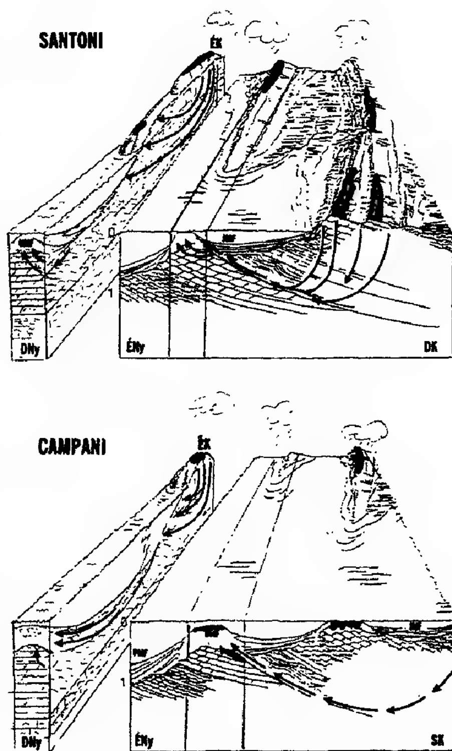
bizonnyal *disztálisabb előtér-kiemelkedést,* míg a senonban a takarófronthoz viszonylag közelibb, talán már *aktívan deformálódó* területet kell feltételezzünk.

A flexurális előtér-kiemelkedés, mint a bauxitképződéshez vezető deformációs mechanizmus feltételezése véleményünk szerint elfogadható és logikus magyarázatot ad arra a kérdésre is, hogy miért nem találtunk soha bauxitot a Dunántúli-középhegység északkeleti részén az egyébként nagyvastagságú és sok tekintetben a bakonyi rétegsorokhoz hasonló középső kréta összlet bázisán. A választ a fáciesek laterális kapcsolódását sematikusan bemutató *3. és 8. ábra* adja meg, amelyek szerint az albai-fedős bauxit felhalmozódásának idején a szóban forgó területen fel sem merülhetett a szárazulati epizód lehetősége, hiszen ez a szektor akkor az előtér-mélység aktívan süllyedő részéhez tartozott, bauxit-felhalmozódásra csak az előtér-kiemelkedés területén volt lehetőség.

Köszönetnyilvánítás

A terepmunkában több éven át nyújtott sokoldalú segítségért, a fúrási maganyagok rendelkezésünkre bocsátásáért a Bauxitkutató Vállalat ill. a Bakonyi

Bauxitbánya Kft. vezetésének és munkatársainak (SZANTNER Ferenc, FAZEKAS János, MÉRAI Károly, PATAKI Attila, TISZAY János, BÖRÖCZKY Tamás, JANKOVICH Bálint); a MÁFI szépvizéri magraktárában biztosított munkalehetőségért KORDOS Lászlónak, ILLÉS Dezőnek és a HLOGYIK házaspárnak tartozunk köszönettel. A fluidzárvány vizsgálatok elvégzéséhez a laboratóriumi és konzultációs lehetőséget Prof. R.H. GOLDSTEIN (Univ. Kansas, USA) biztosította, a vizsgálatokat végző CSOMA Anita kinttartózkodását a PAPP Simon Alapítvány finanszírozta. A megvizsgált középső kréta szelvények fúrási maganyagát CSÁSZÁR Géza (MÁFI) volt szíves rendelkezésünkre bocsátani és a témában konzultálni. További értékes szakmai észrevételeket és gondolatébresztő beszélgetéseket köszönhetünk TARI Gábornak (AMOCO), KNAUER Józsefnek (MÁFI), KNAUERNÉ GELLAI Máriának és MÁTÉFINÉ STEFLER Máriának (Bauxitkutató Váll.), FARAGÓ Évának (ELTE), SIEGLNÉ FARKAS Ágnesnek és RÁKOSI Lászlónak (MÁFI), valamint lektorainknak CSONTOS Lászlónak (ELTE) és HAAS Jánosnak (MTA). A bauxitos paleokarszt-szelvények vizsgálata az OTKA-3023 („Tethyan Bauxites") c. projektjének részeredménye.



14. ábra. Az 13. ábrán bemutatott elvi paleohidrológiai modell értelmében feltételezhető egykori vízáramlási rendszer vázlatos képe Tari (1994) senon rekonstrukcióján.

Fig. 14 Schematic paleogroundwater flow for Tari's (1994) Senonian scenario, as supposed on the basis of the paleohydrological model shown by Fig. 13.

Lábjegyzetek

[1]Nem publikált adatok szerint BARNABÁS Kálmán 1954-ben a Halimba-Cseres feltárás legfelső szintjéből származó, bemosott Pyrguliferákat, Melaniakat és a senon „gosau-i" fauna egyéb elemeit tartalmazó bauxitmintákat adott át VADÁSZ Elemér professzornak. A minták az Alkalmazott- és Környezetföldtani Tanszék gyűjteményében ma is megtalálhatók.

[2] Magyarországi bauxitminták, valamint fekü és fedő kőzeteik térkitöltéséről első ízben 1960-ban VÉGHNÉ NEUBRANDT Erzsébet közölt rendszeres, összehasonlító vizsgálatokon alapuló adatokat. Gánti, nagytárkányi, halimbai, alsóperei, nézsai, óbaroki és piliscsabai lelőhelyekről gyűjtött minták térfogatsúlyát határozta meg, s eredményei jó egyezést mutatnak a jelen dolgozatban közreadott porozitás értékekkel. (VÉGNÉ NEUBRANDT 1960)

[3] A halimbai telepben a már korábban megismert senon és eocén bauxit mellett, újabban az albai szárazulati epizód nyomait is sikerült kimutatni. TISZAY J. és PATAKI A. bányabeli megfigyelései (1992) és az általuk begyűjtött kőszenes/bauxitos minták paleobotanikai vizsgálata egyértelműen igazolta az albai emeletbe sorolható sporomorfák (*Crassipolis minor C. tesensis, Transitoripollis ovalis*) és

magasabbrendu növények maradványainak jelenlétét (a rétegtani besorolást RÁKOSI L., GÓCZÁN F. és SIEGL Á. végezték). Úrkúton, ahol a Mn-bánya mélyműveléssel feltárt központi részén a Zirci Mészkő alatt jól ismert a Mn-karbonátos összlet kora-albai in situ oxidációja, a nyirjesi külfejtésben eocén fedő alatt 1991-ben észleltem a mállási szelvény háromosztatúságát: az in situ mállási kéregre eróziós felszínnel konkréciós vörösagyag települt, ezt kemény vaspáncél fedte, amely felett újabb eróziós felszínnel kaolinit-foltos vörösagyag következett, s csak ezután zárta a szelvényt a transzgressziós fedősorozat. E háromosztatúság kézenfekvő magyarázatául itt is a kréta és eocén diszkordancia-felületek összeharapózása kínálkozik.

[4] E vizsgálatokban Faragó Éva (fúrómagrevízió), Lantos Zoltán (szöveti kimérés), Gálné Sólymos Kamilla (elektronoptikai vizsgálatok), és Deák Ferenc József (mintapreparálás) voltak segítségünkre.

[5] A vizsgálatok a Kansasi Egyetem (Lawrence, USA) Folyadékzárvány Laboratóriumában, R. H. Goldstein segítségével készültek.

[6] A cementkemizmus lumineszcens módszerrel történő meghatározásának alapja az a körülmény, hogy az elektronsugárral bombázott kalcit és dolomit, ha rácsukban, nyomnyi mennyiségben, megfelelő aktivátor elem (leggyakrabban kétvegyértékű Mn) van, az elektronsugár hatásra lumineszcens fényt bocsátanak ki magukból. Mivel a kétvegyértékű ionoknak a kalcitrácsba való beépülése csak reduktív közegben történhet meg, a lumineszcencia, vagy annak hiánya, első közelítésben a kalcit kiválásáért felelős oldatok redoxviszonyairól, s ezáltal pl. a diagenetikus környezet vadózus (oxidatív), v. freatikus (reduktív) mivoltáról adhat felvilágosítást (MEYERS 1974, 1978, AMIEUX 1982, MARSHALL 1988,).

Irodalom – References

ALLEN, P.A. & ALLEN, J. R. 1993: Basin analysis: principles and applications. – Blackwell, Oxford 451 p.

AMIEUX, P. 1982: La cathodoluminescence: methode d' etude sedimentologique des carbonates. – *Bull. Centres Rech. Explor. Elf-Aqu.* 6, 437–483.

BALKAY B., 1966: A magyar bauxittelepek megismerésének története és földtani sajátságai. – *Bány. Lapok* 99, 599–603.

BARTHA A. 1995: Vértes-előtéri középső-kréta rudistás építmények üledékképződési környezetei. – *Ált. Földt. Szemle* 27, 95–108.

BÁRDOSSY Gy. 1961: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. – MÁFI Alk. Kiadv. 231 p.

BÁRDOSSY, Gy. 1973: Bauxite Formation and Plate tectonics. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 17/1–3, 141–154.

BÁRDOSSY Gy. 1977: *Karsztbauxitok.* – Akad. Kiadó 413 p.

BÁRDOSSY, Gy. 1979: The role of tectonism in the formation of bauxite deposits. – *Travaux ICSOBA* 15, 15–34.

BÁRDOSSY, Gy. 1982: Karst Bauxites. Bauxite Deposits on Carbonate rocks. – *Developments in Economic Geology* 14, Elsevier, Amsterdam, 441 p.

BÁRDOSSY, Gy. & ALEVA, G. J. J. 1990: Lateritic Bauxites. – Elsevier és Akad.Kiadó, Budapest, 624 p.

BÁRDOSSY, Gy. & KORDOS, L., 1989. Paleokarst of Hungary. – In: BOSAK P. (Ed.): Paleokarst, 137–154, Akad. Prague.

BODROGI, I. 1993: A revision of the stratotype sections of the Zirc Limestone Formation with their stratigraphic division on the basis of foraminifers and calcareous algae (Upper Albian, N Bakony Mts, Hungary). – *MÁFI Évi Jel.* 1991-*ről*, 217–232.

BODROGI I., FOGARASI, A., YAZIKOVA, E. A., SZTANÓ, O. & BÁLDI-BEKE, M. 1998: Upper Cretaceous of the Bakony Mts (Hungary): sedimentology, biostratigraphy, correlation. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I.* (1996), 11/12, 1179–1194.

BÖRÖCZKY T., HORVÁTH A., JANKOVICS B., KÖTELES G., MÁTÉFI T., PATAKI A., R. SZABÓ I., TISZAY J., TÓTH K. & VARGA G. 1998. Jelentés a Halimba DNy bányamező -92-es szint alatti részében végzett pótló kutatásról és annak értékeléséről. – Bakonyi Bauxitbánya, Adattár, Tapolca, 1–74.

BOULANGE, B. 1984: Les formations bauxitiques de Cote d'Ivoire. – *Travaux et documents d'ORSTOM*, Paris, 175, 1–341.

CSÁSZÁR, G. 1981: Újabb adatok a középső-kréta bauxitkeletkezésre a Padragkút Pa-7 sz. fúrás alapján. – *MÁFI Évi Jel.* 1979-*ről*, 211–224.

CSÁSZÁR G. 1986: Dunántúli középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 23, 295 p.

CSÁSZÁR G.1995: A gerecsei és vértes-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. – *Ált. Földt. Szemle* 27, 133–152.

CSÁSZÁR G. & CSEREKLEI E. 1982: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe. Középső-kréta bauxitszint. – Földt. Int. Kiadv.

CSÁSZÁR, G. 1999: *A magyarországi urgon képződmények és azok viszonya a Keleti Alpok és a Nyugati Kárpátok hasonló kifejlődéseihez.* – MTA Doktori Értekezés. Kézirat, 230 p.

CSÁSZÁR G., HAAS J. & JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1978: A Dunántúli középhegység bauxitföldtani térképe a kainozoós képződmények elhagyásával. 1:100.000. – Földt. Int. Kiadv.

CZABALAY L. 1981: Az úrkúti mészkő Mollusca faunájának ősléntani vizsgálata. – *Földt. Közl.* **111**, 487–512.

CZABALAY, L. 1983: Faunen des Senons im Bakony-Gebirge und ihre Beziehungen zu den Senon-Faunen der Ostalpen und anderer Gebiete. – *Zitteliana* **10**, 183–190.

CZABALAY, L. 1984: Die paläoökologische, biostratigraphische und paläogeographische Auswertung der mollusken-Fauna der Zirc Kalkformation. – *Schriftenr. erdwiss. Kommiss. Akad. Wiss. Wien* 7, 119–147.

CZABALAY L. 1995: A gerecsei és Vértes előtéri kréta képződmények Molluszka faunájának vizsgálata és öszehasonlítása a környezettel. – *Ált. Földt.Szemle* 27, 109–131.

DARÁNYI, F. 1957: Adatok az Ajka környéki kréta kifejlődéséhez. – *Bányászati Lapok* **1957/4–5**, 253–256.

DEVER, G. R., HOGE, H. P., HESTER, N. C. & ETTENSOHN, F. R. 1977: Stratigraphic Evidence for Late Paleozoic Tectonism in Northeastern Kentucky. – *Field Trip Guide*: Lexington. Kentucky Geological Survey.

DICKSON, J. A. D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. – *J. Sed. Petr.* **36**, 491–505.

DUDICH E. & KOMLÓSSY GY. 1969: Ősföldrajzi-szerkezeti szempontok a magyar bauxit korkérdéséhez. – *Földt. Közl.* **99/2**, 155–165.

DUNKL I. 1990: A középhegységi eocén-fedős bauxitok törmelékes cirkonkristályainak fission track kora: a korai eocén vulkanizmus bizonyítéka. – *Ált. Földt. Szemle* **25**, 163–177.

DUNKL, I. 1992: Origin of the Eocene-covered karst bauxites of the Transdanubian Central Range (Hungary): evidence from Early Eocene volcanism. – *Eur. J. Miner.* **4**, 581–595.

ERDÉLYI, M. 1965: Geological studies in the Halimba basin. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **9**, 339–362.

ETTENSOHN, F.R. 1981: Mississippian-Pennsylvanian boundary in northeastern Kentucky. – *Geol. Soc. Am. Cincinnati '81* – Field Trip Guidebook, 195–257.

FELVINCZI I., SEBESTYÉN I. & BÖRÖCZKY T. (GEOPROSPEKT Kft) 1991: Jelentés a Halimba-II DNy bauxitelőforduláson végzett kutatómunkákról. – Kézirat. Bakonyi Bauxitbánya Kft., Adattár, Tapolca.

FÖLDVÁRI, A., 1933: Der voreozäne Karst des transdanubischen Mittelgebirges. – *Földt. Közl.* **63**

FRAKES, L. A. 1979: *Climates Throughout Geologic Time.* – Elsevier, 294 p.

GECSE E. 1980: A nagyegyházi bauxittelep mikromineralógiai vizsgálata. – *MÁFI Évi Jel.* **1980**-*ról* 435–448.

GEDEON, T. 1952: The possibility of bauxite formation. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **4/1**, 95–10.

GELLAI M.-B. 1973: Urkút környéki albai mészkő rétegsorok mikrofácies vizsgálata. – *Veszprém megyei Múzeumok Közleményei* **12**, 75–92.

GELLAI M. 1978: Összefüggés az Ugodi Mészkő alaprétegének kifejlődése és az alsószinti bauxit elterjedése között. – Kézirat, (Bauxitkutató Vállalat, Alkotó Ifjúság Pályázat 1978/79) 32 p., BBV Adattár, Tapolca

GELLAI M., KNAUER J., TÓTH K. & SZANTNER F., 1985: Az iharkúti bauxitterület rétegtani viszonyai. – *Földt.Közl.* **115/1**, 23–44.

GÖRÖG Á. 1995: A Vértes-előtér és a Gerecse-hegység kréta időszaki nagyforaminifera vizsgálata és sztratigráfiai értékelése. – *Ált. Földt. Szemle* **27**, 85–94.

HAAS J. 1979: A felsőkréta Ugodi Mészkő Formáció a Bakonyban. – *MÁFI Évkönyv* **61**, 171 p.

HAAS, J. 1984: Paleogeographic and geochronologic circumstances of baxuite generation in Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **27/1–2**, 23–39.

HAAS, J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. & CSÁSZÁR G. 1977: Mezozoós formációk vizsgálata a Dunántúli középhegységben. – *MÁFI Évi Jel.* **1975**-*ről* 259–272.

HAAS J. & JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1978: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe. Felső kréta bauxitszint. – Földt. Int. Kiadv.

HAAS J. & JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1979. A dunántúli-középhegységi felsőkréta üledékciklus ősföldrajzi elemzése.– *MÁFI Évi Jel.* **1977**-*ről* 217–244.

HAAS J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., GIDAI L., KAISER M. & ORAVECZ J. 1984: Sümeg és környékének földtani felépítése. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* **20**. 353 p.

HUBBERT, M. K. 1940: The theory of groundwater motion. – *Journal of Geology* **48/8**, 785–944.

JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1981: A halimbai bauxit számítógépes vizsgálatának eredményei. – *MÁFI Évi Jel.* **1979**-*ről* 561–582.

JUHÁSZ, E., 1988: Sedimentary features of the Halimba bauxite and paleogeographic reconstruction. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **31/1–2**, 111–136.

JUHÁSZ, E. & BÁRDOSSY, Gy. 1989: Comparative sedimentological study of karst bauxite in the Halimba area, Hungary. – *Abstract* 10th Regional Meeting IAS, Budapest, p. 118.

KÁROLY, GY., ORAVECZ, J., KOPEK, G. & DUDICH E. 1970: Stratigraphic horizons of the footwall and hanging wall formations of bauxite in Hungary. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* **54/3**, 95–107.

KNAUER J. 1966: Hézagos albai rétegsor Balinkán. – *MÁFI Évi Jel.* **1964**-*ről* 221–231.

KANUER J. 1968: Beszámoló a Bakonyi Csoport 1966.évi munkájáról. – *MÁFI Évi Jel.* **1966**-*ról* 49–53.

KNAUER J. & GELLAI M. 1978: A senon képződmények elrendeződése és kapcsolata az ősdomborzattal a Sümeg-Káptalanfa bauxitkutatási területen. – *Földt. Közl.* **108/4**, 444–475.

KOMLÓSSY, Gy. & TÓTH, K. 1979: Grade and thickness of the ore. – In: Group Training in Production of Alumina, 1, UNIDO-ALUTERV-FKI, Budapest, 51–61.

LOHMANN, K. C., 1988: Geochemical Patterns of Meteoric Diagenetic Systems and their application to studies of paleokarst. – In: JAMES N. P. & CHOQUETTE P. W. (Eds.) *Paleokarst*, 58–80, Springer Verlag, New York.

MAKSIMOVIC, Z., MINDSZENTY, A. & PANTÓ Gy. 1993: Contribution to the geochemistry of Hungarian bauxites and the allochthony/autochthony problem. – In: HAAS J., BÁRDOSSY, Gy. & MINDSZENTY, A. (Eds.): Tethyan Bauxites IGCP-287, Part II. 317–334.

MARSHALL, D.J. 1988: *Cathodoluminescence of Geological Materials.* – Unwin & Hyman, London, 146 p.

MEYERS, W. J. 1974: Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Missisippian), Sacramento Mts., New Mexico. – *J. Sed. Petr.* **44**, 837–861.

MEYERS, W. J. 1978: Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Missisippian limestones of southweatern New Mexico. – *Sedimentology* **25**, 371–399.

MASSE, J. P. & PHILIP, J. 1981: Cretaceous Coral-Rudist Buildups of France.– *SEPM Spec. Publ.* **30**, 399–426.

MINDSZENTY A. 1983: Late Senonian morphological evolution of the Iharkút karst area as reconstructed on the basis of sedimentological features of the bauxite – *Travaux ICSOBA* **13** (**18**), 29–38, Zagreb.

MINDSZENTY, A., 1984: The lithology of some Hungarian bauxites: A contribution to the paleogeographic reconstruction. –*Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **27/3-4**, 441–455.

MINDSZENTY A. 1985: *Az iharkúti bauxit litológiai jellegei, üledékföldtana és felhalmozódási körülményei.* – Kandidátusi értekezés, MTA, (kézirat 1983) 81 p.

MINDSZENTY, A., 1991: Superimposed paleokarst phenomena in the Halimba basin, South Bakony, Hungary. Field Symposium on Tethyan Cretaceous Formations and Related Mineral Resources, 11-17 Oct., Tirana (Albania), – *IGCP Proj. 262* (abstracts), 28–30.

MINDSZENTY, A., D'ARGENIO B., & BOGNÁR L. 1986: Cretaceous bauxites of Austria and Hungary: lithology and paleotectonic implications. – *Travaux ICSOBA* **16**, 13–39.

MINDSZENTY, A., GÁL-SÓLYMOS, K., CSORDÁS-TÓTH, A., IMRE, I., FELVÁRI, Gy., RUTTNER, A., & BÖRÖCZKY, T. 1991: Extraclasts from Cretaceous/Tertiary bauxites of the Transdanubian Central Range and the Northern Calcareous Alps. Preliminary results and tentative geological interpretation. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, Teil **1**, 309–345, Vienna

MINDSZENTY, A. & GÁL-SÓLYMOS K. 1988: Geological significance of the extraclasts of the Halimba bauxite deposits. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* **1986**, 451–467.

MINDSZENTY, A., KNAUER J., SZANTNER, F., 1984: Az iharkúti bauxit üledékföldtani jellegei és felhalmozódási körülményei. – *Földt. Közl.* 114/1, 19–48.

MINDSZENTY, A., KNAUER, J. & MÁTÉFI-STEFLER M. 1994: Superimposed paleokarst phenomena in the Halimba basin (South Bakony, Hungary – The anatomy of a multiple regional unconformity. – *Abstracts IAS 15th Regional Meeting*, Ischia, Italy, 285-286.

MINDSZENTY, A., SZINTAI, M., TÓTH, K., SZANTNER, F., NAGY, T., GELLAI, M. & BAROSS, G. 1988: Sedimentological features and depositional environment of the Csabpusta Bauxite (Paleocene/Eocene) in the South Bakony Mts. (Hungary). – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **31/3–4**, 339–370.

MINDSZENTY, A., SZŐTS, A. & HORVÁTH A. 1989: Excursion A3: Karstbauxites in the Transdanubian Midmountains. – In: Császár G. (Ed.): *Excursion Guidebook IAS 10th Regional Meeting*, Budapest, 11–48.

MINDSZENTY A. (témavez.) 1987a: A bauxitföldtani visoznyok pontosabb megismerését célzó üledékföldtani-ásványtani vizsgálatok a csabpusztai kettős bauxitszintű előfordulás, valamint Csetény körzetében. – I-II. SzM-1/1987 BKV-ELTE Ásványtani tszk., kutatási jelentés 1–67 (I.k.), 1–63 (II.k:)

MINDSZENTY, A. (témavez.) 1987b: Magyarországi bauxitok ásványtani és litológiai vizsgálata-II. Csabpuszta-Nagytárkánypuszta. – SzM-7-1987. MÁFI-ELTE Ásványtani tszk., kutatási jelentés, 30 p.

MINDSZENTY, A. (témavez) 1988: A bauxitföldtani viszonyok pontosabb megismerését célzó üledékföldtani-ásványtani vizsgálatok a Bakonyoszlop-Csetény-Dudar-i kutatási területen. – 3385505 sz. téma, BKV-ELTE Ásványtani tszk. 1–64 (I.kötet), 1–48 (II.k.)

MINDSZENTY A. (témavez.) 1990a: Halimbai bauxitos paleokarszt szelvények vizsgálata. – 3386505 sz. téma, MÁFI-ELTE Ásványtani tszk., 45 p.

MINDSZENTY A. (témavez.) 1990b: A bauxitföldtani viszonyok pontosabb megismerését célzó üledékföldtani-ásványtani vizsgálatok Diszel-Hegyesd, Fenyőfő, Nézsa és Halimba-DNy környékén. – 3386305.sz. téma, BKV-ELTE Ásványtani tszk. 153 p.

MINDSZENTY A. (témavez.), TÖRÖK Á., HIPS K., CSOMA A., LANTOS Z., DEÁK F., KNAUER J., 1997: Unkonformitások szerepe középhegységi karbonátos zátonyképződményienk porozitásának alalkításában. – Kutatási Jelentés I-II., 1-121 MOL Rt KTA - ELTE Alk. Földtani tszk.

MOSS, S., TUCKER, M. E. 1995: Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow burial diagenesis. – *Sedimentology*, **42**, 853–874.

PATAKI A. 1985: Karsztmorfológiai megfigyelések a nyirádi és iharkúti bauxitelőfordulások területén. – *MÁFI Évi Jel.* **1983-ról** (Budapest), 121–133.

PHILIP, J. 1972: Paleoecologie des formations a Rudistes du cretace superieur - l'example du sud-est de la France. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **12**, 202–222.

RÁKOSI L. & TÓTH K. 1980: Adatok a Déli Bakony eocén képződményeinek lito- és biosztratig-ráfiájához. – *MÁFI Évi Jel.* **1978-ról** 239–249.

SZANTNER F., KNAUER J. & MINDSZENTY A. 1986. *Bauxitprognózis.* – MTA Veszprémi Akad. Biz. Kiadása, 467 p.

SZANTNER F. & SZABÓ E. 1962: Új tektonikai megfigyelések az utóbbi évek bauxitkutatásai alapján. – *Földt. Közl.*, **92/4**, 416–451.

SZANTNER, F. & SZABÓ, E. 1970: The structural geologic conditions and history of development of Hungarian bauxite deposits. – *Annual Reports Hung. Geol. Inst.* **54 /3**, 109–130.

TANKARD, A. J. 1986: On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: examples from the Appalachian and Rocky Mountain basins. – In: ALLEN, P. A. & Homewood, P. (Eds.): *Foreland Basins, Spec. Publ., IAS*, **8**, 369–394.

TARDY, Y. & NAHON, D. 1985: Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe^{3+}-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation. – *Am. J. Sci.*, **285**, 865–903.

TARI, G. 1994: *Alpine tectonics of the Pannnonian Basin.* – PhD. Theses, Rice University, Houston, Texas, 489 p.

TARI, G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine-Pannonian Transition zone. – In: HORVÁTH, F., TARI, G. & BOKOR, Cs. (Eds.) AAPG Intern.Conf. and Exhibition, Nice, France,

Guidebook to Fieldtrip No. 6, Hungary (Extensional collapse of the Alpine orogene and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill ofthe Western Pannonian Basin). 133–155.

TARI, G., BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamical model. – *Tectonophysics* **226**, 433–455.

TELEGDI-ROTH, K. 1927: Die Bauxitlager der Transdanubischen Mitttelgebirges in Ungarn. – *Földt. Szemle* **1/1**, 33–45.

TÓTH, J. 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. – *J. Geoph. Res.* **68/16**, 4795–4812.

TÓTH, J. 1971: Groundwater discharge; a common generator of diverse geologic and morphologic phenomena: – *International Association of Scientific Hydrology Bull.*, **16/1–3**, 7–24.

TÓTH, J. 1984: The role of regional gravity flow in the chemical and thermal evolution of groundwater. – In: HITCHON, B. & WALLICK, E. I. (Eds.): *Proc. First Canadian/American Conference on Hydrogeology*; Practical Applications of Groundwater Geochemistry, Banff, Alberta, Canada, 1984, Worthington, Ohio, Ntl. Water Well Assoc., 3–39.

TÓTH K. & KNAUERNÉ GELLAI M. 1980: Földtani anyagvizsgálatok a hatékony bauxitkutatás érdekében. – „Bauxitkutatási Szakmai Napok" előadásai Balatonalmádi 1980. IX.19–20, 97–110.

VADÁSZ, E. 1930: Kohlenbildung, Gebirgsbildung u. Bauxitbildung in Ungarn. – *N. Jahrb. Min. Geol. Pal., Beil.* **65**, Abt. B

VADÁSZ, E. 1934: Das geologische Alter der transdanubischen Bauxitbildung. – *Zentralbl. f. Miner., Jahrg.* 1934, Abt.B. (429)

VADÁSZ E. 1946: A magyar bauxitelőfordulások földtani alkata (Die geologische Entwicklung und das Alter der ungarischen Bauxitvorkommen). – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* **37/2**, 1–236.

VADÁSZ E. 1951: *Bauxitföldtan.* – Akad. Kiadó, Budapest, 129 p.

VÉGH-NEUBRANDTH, E. 1960: Ob opredelenii objomnovo vesza otgyelnüh raznovidnosztyej vengerszkovo bokszita. – *Annales Univ. Sci. Bud., Sec. Geol.* **III**, 195–196.

WEISSE, J.-G. de, 1948: Les bauxites de l'Europe centrale (Province dinarique et Hongrie) – *Mém. Soc. Vaudoise des Sci. Nat.* 58/9, **1**, 1–162.

WEISSERT, H. & LINI, A. 1991: Ice-Age Interludes during the time of Cretaceous Greenhouse climate? – In: MÜLLER, D.W., MCKENZIE, J.A. & WEISSERT, H. (Eds.): Controversies in Modern Geology. – Academic press, 173–192.

WOO, K. S. 1986: *Isotopical-textural-chemical studies of mid Cretaceous limestones: implications for carbonate diagenesis and paleo-oceanography.* – Ph.D. Thesis, Univ. Illinois at Urbana-Champaign.

A kézirat beérkezett: 1999. 09.07.

Földtani Közlöny 131/1–2, 153–159 (2001) Budapest

Az Ompoly-völgyi higanyérc-telep ismertetése

Mercury deposit in Ompoly Valley (Valea Ampoiului)

TÖVISSINÉ LOSONCZI Ibolya[1]

(1 ábra)

Tárgyszavak: higanyérc-telep, epitermális ércesedés, Erdélyi-érchegység, cinnabarit
Key words: mercury deposit, epithermal mineralisation, Metaliferi Mts., cinnabarite

Abstract

The mercury deposit at the village Valea Dosului in the valley of Ompoly River (Valea Ampoiului) in the Transylvanian Metaliferi Mountains is the most important workable mercury deposit in Central Eastern Europe. Mining activity lasted with interruptions from the 17th century until 1960. The production of mercury reached 10-15 tonns Hg per year. The epithermal deposit was formed in connection with Tertiary volcanism. Host rocks are sericitic shales and sandstones of Barremian to Aptian age and to a lesser extent, ophiolites. The ore fills network of cracks and faults, impregnates porous rocks and accumulates in calcitic veins of carbonate rocks. The main ore mineral is cinnabarite, secondary products are metacinnabarite, very rarely native mercury and calomel.

Összefoglalás

Az Erdélyi-érchegységben, az Ompoly folyó völgyében Valea Dosului község melletti higanyérc-telep Közép-Kelet-Európa legfontosabb műrevaló higanytelepe. Bányászata megszakításokkal a 17. századtól 1960-ig folyt. Az évi termelés elérte a 10–15 tonna higanyt. Az epitermális telep a harmadidőszaki vulkanizmussal kapcsolatban jött létre. Mellékkőzete barremi és apti szericites agyagpala és homokkő. Kisebb mértékben ofiolitokban is előfordul. Az érc a repedésrendszereket tölti ki, a porózus kőzeteket impregnálja, illetve karbonátos kőzetek töredezett, kalciteres sávjaiban dúsul. Fő ércásványa a cinnabarit, másodlagosan metacinnabarit, illetve nagyon ritkán termés-higany és kalomel is előfordul.

Bevezetés és földrajzi helyzet

A lelőhely az Erdélyi-középhegység déli csoportjában, az Erdélyi-érchegységben van. A valaha jelentős, de 1848 után szomorú emlékűvé vált Zalatna városától északnyugatra levő Ompoly völgyében a Valea Dosului nevű település határában található. Nevezetessé az teszi, hogy ez a lelőhely Közép-Kelet-Európa egyetlen ismert, bányászatra alkalmas higanyérc-telepe.

Az Erdélyi-érchegység déli lejtőjén eredő Ompoly haránt irányú völgyben folyik délkelet felé, és néhány torrenciális jellegű patakot felvéve áthalad Zalatna városán, majd Gyulafehérvárnál a Marosba torkollik. Forrásától a Marosig az Ompoly kb. 55 km hosszúságban, 770 m szintkülönbséggel szeli át a geológiai szempontból rendkívül változatos terepet. Különösképpen felső folyása és mellékpatakjai tárják fel a hegységet alkotó kőzeteket, betekintést engedve rétegtani és tektonikai szerkezetükbe. Itt az Ompoly és mellékpatakjai jelentős esésközönbséggel haladnak a fokozatosan kiszélesedő völgyben, triász és jura időszaki magmás és üledékes kőzeteket szelve át. A bányateleptől délkeleti irányban folytatva útját az Ompoly már kainozoos üledékeket tár fel, melynek

1 Kolozs vár (Cluj-Napoca) Strasse Pasteur No. 24. AP 36 3400, Romania

felszínén teraszokat alkotva folyik a Maros szélesen teraszolt völgyébe. Ezen a szakaszon a táj legkiemelkedőbb felszínformái a kainozoos vulkáni működés során keletkezett kúpok: a Trâmpoiele és a Breaza. Ezek adják az Érchegység híres természeti szépségét.

Az Ompoly völgyének felső szakaszán a hegycsúcsok magassága meghaladja az 1200-1300 métert. Az ércesedést rejtő Dumbrava-hegy is 1000 m körüli.

A bányatelep központja és a felhagyott üzem a Valea Dosului nevű faluban, Zalatna városától kilenc kilométernyi távolságban van északkeleti irányba, 450-500 méterrel a tengerszint fölött. Az Ompoly völgyén országút húzódik, ezen történt az érc, majd a feldolgozott higany szállítása a gyulafehérvári vasútállomásig.

A telep geológiai felépítésében a felszínen megtalálhatóak mind az üledékes, mind a magmás és vulkáni eredetű kőzetek. A metamorf képződmények a bányászati munkálatok során váltak ismertté.

Az érctelep kutatástörténete

Az első jelentős leíró NOPCSA F., aki 1860-ban a Földtani Intézet Évkönyvében közli a Gyulafehérvár környékén végzett geológiai felméréseit. HERBICH F.1877-ben, LÓCZY L. 1884-ben számol be a Földtani Közlönyben az említett területen végzett kutatásairól. 1912-ben a Földtani Intézet igazgatósági jelentésében LÓCZY L. írja le az Ompoly-völgyi higanyérc-telepre vonatkozó újabb eredményeit (LÓCZY 1912). FERENCZY I. 1913-ban az Erdélyi Múzeumi Füzetekben, 1915-ben a Földtani Közlönyben teszi közzé Zalatna környéki kutatásainak adatait.

Trianon után jeles román geológusok is foglalkoztak a terület és az érctelep tanulmányozásával. T. P. GHITULESCU és M. SOCOLESCU 1941-ben az Erdélyi-érchegységről megjelent francia nyelvű munkájukban ismertették a geológiai és bányászati adatok között a higanyérc-telepet is. LUCA (1950) Ércteleptan című egyetemi jegyzetében bemutatta az Ompoly-völgyi lelőhelyet is. MIRCEA 1957-ben az Erdélyi-középhegység és BRANA 1958-ban Románia érclelőhelyei című munkáikban írták le a telep geológiai és bányászati adatait.

A jelen ismertetés alapjául szolgáló 1957-ben írt államvizsga dolgozatom saját megfigyeléseim feldolgozásával és a fent említett munkák ismeretében készült (TÖVISSINÉ 1957).

Akkori viszgálódásaim néhány új észrevételt tettek lehetővé. A megelőző munkákban jura időszakinak vélt mészkövek kréta időszakiaknak bizonyultak, mivel jura utáni ofiolitos betelepüléseket tartalmaznak. Az ércesedési sávban említett márgák nem voltak kimutathatóak. Az ércesedés szempontjából meddőnek vélt ofiolitokban is megtalálhatók – szórt átitatódásban – a higany-ásványok. Az ércdús részekben a mikroszkópos vizsgálatok ezen ásványok szemcsés halmazainak jelenlétét bizonyították, idiomorf kristályok viszont rendkívül ritkák.

Az érctelep bányászatának története

Bizonyára már a római korban is volt kitermelés a Ompoly-völgyi higanybányákban. Az ekkori és a későbbi, a 17. századig végzett munkálatok viszont nehezen észlelhetők, tekintettel a telep viszonylag kis méreteire, valamint arra, hogy a századok során történt többszöri újrakezdés elfedte az előző kitermelések helyeit.

A 17. századtól magyar levéltári adatok bizonyítják, hogy az akkor állami kézben lévő bányákban folyamatos volt a kitermelés. A bécsi udvarba ebben az időszakban küldött jelentések évi 1–2 tonna higany termeléséről adtak számot. A 18. század folyamán a bányatelep mellett felépítették az első feldolgozó üzemet is, amelyben már évi 5–10 tonnás hozamot értek el.

1875. után a közigazgatásilag önálló településsé minősített Valea Dosului nevű faluban egy francia–belga társaság működtette a bányákat, de a munkálatok hamarosan elhaltak, és már csak helyi vállalkozók „csipegettek" a gazdagabbnak tűnő részeken. 1917-ben német–magyar tulajdonba került a bányatelep, és kiépült az első, modern feldolgozást lehetővé tevő üzem.

1922-ben a román Anonim társaság vette át a telepet. 1925-ben az üzem robbanás áldozata lett, hamarosan újjáépítették, de 1927-ben az ércbányászat és a higanyfeldolgozás is leállt. 1934-ben és 1937-ben is megpróbálták a telepet újraéleszteni, de már csak az 1948-as államosítás után indult be újból az Ompoly völgyén a bányászat. A lassan évi 10–15 tonnára emelkedő higanytermelés közel húsz év után leállt.

A terület földtani képződményei a mellékelt térkép és szelvény (1. ábra) számozása szerint

A negyedidőszakból (1) az Ompoly árterületén kavicsos, kőtömbös üledékek és a mellékpatakok torrenciális hordalékkúpjai ismertek.

A harmadidőszakot (2, 3) nagy kiterjedésben a bádeni, valamint alsó-miocén korú agyagos homokkő, konglomerátum, márga, és agyag képviseli.

A mezozoikum felső- és alsó-kréta időszakaiból (4, 5, 6, 7) származó agyagos homokkő, konglomerátum és agyagpala (szenon, albai, apti, barremi emeletek) a későbbi korok hasonló összetételű kőzeteitől mikro- és makroszkópos eltéréseik alapján viszonylag könnyen elkülöníthetőek.

Az apti emelet szericites homokpalái (6) ezen a területen rendkívüli fontosságúak és kiterjedésükben is jelentősek, ugyanis ezek tartalmazzák a higanyércesedést (10), és Valea Dosului-i rétegek megjelöléssel ismertek.

Időben távolodva jura- és esetleg triász időszaki képződmények is fellelhetőek, de ezeknek a jelenléte csak távolabbi területeken bizonyított.

A magmás kőzetek közül a felszín alatt a mélyben ofiolitos, melafíros kőzetek (11) jelenlétét is ismerjük.

A vulkáni kőzetek amfibolandezit és riolit tömbjei és lávalencséi a vulkáni kúpokban és az övező sávokban (8, 9) találhatóak.

1. ábra. Az Ompoly-völgyi higanyérc-telep (V. BRANA nyomán). Jelmagyarázat: 1. holocén alluvium, 2. bádeni homokkő és márga, 3. alsó-miocén konglomerátum, homokkő és agyag, 4. cenoman–senon agyagos homokkő, konglomerátum, 5. albai flis (homokkő), 6. apti agyagpala, homokkő, Valea Dosului-i ércesedett palák (10), 7. barremi szericitpala, 8–9: amfibolandezit, riolit, 10. higanyérc, 11. (triász–) jura ofiolitok

Fig. 1. Mercury deposit of Ompoly Valley (Valea Ampoiului after V. BRANA). Legend: 1. Holocene alluvial deposits, 2. Badenian sandstone and marl, 3. Lower Miocene conglomerate, sandstone and clay, 4. Cenomanian to Senonian clayey sandstone, conglomerate, 5. Albian flysch (sandstone), 6. Aptian shale, sandstone, Valea Dosului mineralised shales (10), 7. Barremian sericite shale, 8–9. amphibole andesite, rhyolite, 10. mercury ore, 11. (Triassic-) Jurassic ophiolites

Szerkezetfejlődési vázlat

Az alpi hegyképző mozgások idején, az északról a Gyalui-, délről a Ruszka–Polyán havasok kristályos tömbjei közé szorított Érchegység rétegei felgyűrődtek, helyenként egymásra torlódtak. A későbbi ércesedés szempontjából rendkívül fontos szerepet betöltő törésvonalak és vetők a nyomás irányára merőleges, általában északnyugati–délkeleti irányban alakultak ki. A hegységképző erők működése a jura időszakban tetőzött, de a kainozoikum végéig elhúzódott. Az ofiolitok benyomulása az üledékes kőzetekbe már a triász–jura folyamán elkezdődött, és a kréta időszakban teljesedett ki. Az ofiolit intrúziókat a bányászati munkálatok is feltárták (*1. ábra*).

A kainozoikum folyamán a térség antiklinálisként kitüremkedett, és a vetők mentén a magmás képződmények benyomulására illetve a felszínre jutására került sor.

Az üledékképződés a kainozoikum idején tovább folytatódott, és létrejött egy jelentős tömegű miocén kori üledékösszlet, amelyet helyenként vulkáni kúpok törnek át.

Az érctelep

Az Ompoly-völgyi érctelep kialakulása szorosan összefügg az Erdélyi-érchegységre, az Erdélyi-középhegységre, valamint a Kárpáti-ív egészére kiterjedő kainozoos vulkánossággal. A hidrotermális oldatok gazdasági szempontból rendkívül jelentős és hasznos ércesedést hoztak létre. Ezen színes- és nemesfémeket tartalmazó telérek és telepek közé sorolható az Ompoly-völgyi higanyérc-telep is. Itt a hidrotermális oldatok hőmérséklete alacsony, 100 és 200 °C közötti volt, így a telep epitermális ércesedés révén jött létre.

Az érctelep rétegtanilag (jura?) kréta időszaki (Valea Dosului-i összlet) szericites pala, meszes homokkő, és magmás kőzetek (ofiolit, tufa és lávakőzetek) töredezett és tektonikusan zavart összletéből áll.

Az érctelep kiterjedése északnyugat–délkeleti irányú. Az Ompoly völgyét rézsútosan 7 kilométernyi hosszúságban szeli át (*1. ábra*), 50-től 80 méterig terjedő szélességben követve egy nagyobb vetőrendszer irányát, amelynek a feküjében 400–500 méter mélységig terjed. A kitermelhető koncentrációjú sávtól távolodva 300–400 méterre is fellelhető az ércesedés nyoma.

Az ércesedés három nagyobb, egymásba kapcsolódó körzetben található délkelet felől északnyugati irányba haladva a Vîltorii, a Dumbrava és a Băbuia vonulaton. Ezek közül kiterjedésében és az érckoncentrációban legjelentősebb a Dumbrava-hegyben lévő telep (BRANA 1958).

Az a tény, hogy az ércesedés csak a törésvonal feküjében található, azzal magyarázható, hogy a rétegösszletet (mind az apti emeletbeli üledékeket, mind a korábbi ofiolitokat) a neogén/kainozoos vulkáni tevékenységhez kapcsolódó tektonikus mozgások feltördelték, és a vetők mentén agyagos, vízzáró réteget, vetőtükröt hoztak létre. Ez megakadályozta a hidrotermális oldatok továbbterjedését – elősegítve a vetők mentén a sűrűbb érckoncentrációt.

A telepben található higanyásványok nagyobb hányada elsődleges, alacsony hőmérsékletű (100–200 °C) hidrotermális képződmény. Oxidációs környezetben is keletkeznek ércfelhalmozódások, de ezek higany-koncentrációja rendszerint szegényesebb.

A bányászati munkák ebben a telepben az ércesedés három jelentősebb típusát tárták fel. Ezek néhol elkülönülnek egymástól, másutt keverten jelentkeznek: (1) a töredezett lávákban, ofiolitos tufákban és részben a homokkövekben finom szövetű érctelér-hálózatban jelennek meg a higanyásványok, (2) a tektonikailag szintén érintett konglomerátumokat és homokköveket átitató porózus érchalmazokként, (3) ritkábban átkristályosodás útján, főleg a meszes kőzetek töredezett kalciteres sávjaiba került kis méretű halmazokat alkotva jelennek meg. Ilyenkor a szabálytalan kiterjedésű, a törésvonalak mentén gazdagabb fészkeket nagyobb méretű meddő részek szakítják meg.

A telepet alkotó ásványok közül legjelentősebb a feltűnő szépségű cinnabarit/cinóber (HgS. Hg: 86,2%, S: 13,8%). Hatszöges rendszerben kristályosodó mikrokristályos, szemcsés halmazokban található, és a higanytermelés alapját képezi.

A telepben található még a cinnabarit lebomlásából keletkező – szürkésfekete, fémes csillogású metacinnabarit (HgS) és a rendkívül ritka és rövid életű terméshigany. Szintén másodlagos képződményekként találhatóak a higanykloridok (kalomel).

Az ércesedés kísérőásványai közül leggyakoribb a pirit (FeS_2), amelynek megjelenése rendszerint a cinnabarit koncentráció csökkenésével jár. Sokkal ritkábban figyelhető meg a markazit (FeS_2), amit szabad szemmel alig lehet a pirittől megkülönböztetni, mellyel rendszerint együtt jelentkezik. Viszonylag ritkán észlelhető a galenit (PbS), a szfalerit (ZnS) és a kalkopirit ($CuFeS_2$).

A nemfémes ásványok közül jelentős szerepe van a kvarcnak és a kalcitnak. Ezek általában újrakristályosodás révén keletkeztek. A kvarc a korai hidrotermális kiválásokból, a kalcit pedig a meszes üledékekből került a higanytartalmú ércesedés kísérő ásványai közé.

A Dumbrava-hegyben egymás fölött elhelyezkedő tárnákban, 150–250 m mélységben történt a higanyérc fejtése 1945 és 1960 között. Az ennél mélyebben élhelyezkedő szintek érckoncentrációja fokozatosan csökken. A 450 méternél nagyob mélységben már nem gazdaságos a kitermelés, 560 méter alatt már nem is található ércesedés.

A munkálatok utolsó időszakában az érc higanytartalma 0,35%-os volt. Így tonnánként körülbelül 0,4 kg higanyt nyertek. A fémet Skott kemencékben vonták ki az ércből (ezekből az üzemben kettő működött). Az ércet felőrölték, hevítették és különböző vegyületeket adagoltak hozzá. Így az őrleményből a higany viszonylag könnyen elkülönült. Hűtés után 35 kilogrammos tartályokban tárolták a folyékony fémet.

A bányászat megszűnésével a romániai higanygyártás leállt. A fém felhasználási területeinek változása miatt és kifizetődőbb eljárások alkalmazásáig az Ompoly-völgyi higanyérc bányászatának és kutatásásnak „Csipkerózsika álma" még egy ideig eltart, hacsak új szükségletek nem teszik majd nélkülözhetetlenné az innen származó rendkívül értékes fémet.

Irodalom – Refrences

BRANA, V. 1958: Zacamintele metalifere ale subsolului românesc. – *Ed. Ştiinţ.* 246–251, Bucureşti.

FERENCZI I. 1913: Zalatna környékének geológiai viszonyai. – *Erd. Múz Füz.*

FERENCZI I. 1915: Zalatna–Nagyalmás harmadkori medence. – *Földt Közl.* **45**, 1–17.

GHITULESCU, T. P. & SOCOLESCU, M. 1941: Etude Geol. et des Monts Metalifers. – *Anuarul Inst. Geol.* **21**, 181–464.

HERBICH F. 1877: Geológiai tapasztalatok az Erdélyi Érchegység keleti részén. – *Földt. Közl.* **7**, 225–239.

LÓCZY L. 1884: Jelentés az 1884 nyarán a Maros és a Fehérkörös közötti hegyvidék földtani felvételéről. – *Földt. Közl.* **15**, 250–265.

LÓCZY L. 1912: Igazgatósági jelentés. – M. Kir. Földt. Int. p. 26, 34.

LUCA, V. 1950: Curs de zacaminte. – Kézirat. Egytemi jegyzet.

MIRCEA, I. 1957: Munţii Apuseni. – *Edit. Ştiinţ.* 284–285, Bucureşti.

NOPCSA, F. 1905: Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya geológiája. – *M. Kir. Földt. Int. Évk.* **14**. 83–254.

TÓVISSINÉ L. I. 1957: *A Zalatna–Valea Dosului-i higanyérctelep.* – Kézirat, Államvizsga dolgozat, Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár.

A kézirat beérkezett: 1999. 07. 12.

Földtani Közlöny 131/1-2, 161-177 (2001) Budapest

A Budapest, MOM park mélyépítési munkáinak hidrogeológiai tapasztalatai

Hydrogeological experiences during the foundation-works at MOM-park Budapest

SZÖRÉNYI Julia[1] – SCHEUER Gyula[2] – SZENTIRMAI Lászlóné[3]

(7 ábra, 2 tábla)

Tárgyszavak: Tardi Agyag, munkagödör, talajvíz, helyszíni mérések
Key words: Tard Clay, working pit, groundwater, monitoring system

Abstract

There is a new complex being built in the XII. district of Budapest, where the MOM-factory (Hungarian Optical Factory) earlier stood. Two of the three buildings have 4 and 5 levels below the surface. The huge dimensions of 145x120 m and 120x35 m with a depth of 12-18.5 m made these pits the biggest ever in the history of Hungarian civil engineering. The excavation and supporting of the pits, the protection of the surrounding buildings and roads set the engineering-geology experts a special task. This included, among others, a very detailed examination of the hydrological conditions, the investigation of the influence of the dewatering on the groundwater conditions during and after the underground construction Based down on the previously prepared detailed soil-mechanical, engineering-geological and hydrological investigation, a multi-element monitoring system set up, which was carefully developed to enable continuous control of all relevant environmental reactions.

Összefoglalás

Budapest XII. kerületében, az Alkotás utca és Csörsz utca kereszteződésénél, az egykori MOM gyár területén új épületegyüttes épül. A három egységből álló épületcsoport közül kettőt 4, ill. 5 terep alatti szinttel terveztek. Az egymáshoz kapcsolódóan kialakított 145x120 ill. 120x35 m alapterületű, 12-18,5 m mélységű munkagödör Magyarországon az eddigi legnagyobb ilyen jellegű mélyépítési munka volt. Tervezése és kivitelezése egyaránt különleges feladat elé állította a szakembereket. Ezek közé tartozott többek között a munkagödrök megtámasztása, a környező épületek és utak védelme. A feladat megoldása a hidrológiai viszonyok részletes vizsgálatát igényelte, ezzel összefüggésben tisztázni kellett a víztelenítés és az épülő szerkezet hatását a környezet talajvíz-viszonyaira. A kivitelezést megelőző részletes talajmechanikai, mérnökgeológiai és geohidrológiai vizsgálat nyomán körültekintően kialakított monitoring rendszer biztosította – illetve biztosítja jelenleg is – a környezet folyamatos felügyeletét.

Bevezetés

Budapest XII. kerületében, a Csörsz utca–Alkotás utca keresztezésénél, az egykori jól ismert MOM gyár területén a Bajorországi Schörghuber Vállalat-csoport és a Bayerische Landesbank beruházásában új épületegyüttes épül.

Az épületegyüttes három önálló egységből áll:

[1] 1026 Budapest, Szilágyi E. fasor 85.
[2] 1126 Budapest, Szendrő u. 6.
[3] 1148 Budapest, Örs Vezér tér 18.

„A" épület, ún. „multifunkcionális épület" (bevásárló-, szórakoztató- és kulturális központ) 4–5 terepszint alatti, 2–8 térszín feletti épületszinttel,
„B" épület, „lakópark": 1–2 terepszint alatti, 4–5 térszín feletti épületszinttel,
„C" épület, iroda épület: 4 terepszint alatti, 6 térszín feletti épületszinttel.

Az épületekre egységesen jellemző, hogy a pincetömbök lényegesen nagyobb területet foglalnak el, mint a felmenő szerkezet, az épülettömbök között a mélypincék felett nagyjából a jelenlegi terepszintet megtartva parkokat alakítanak ki.
A terep 154,5–144,5 Balti tenger feletti szint (Bm) között enyhén DNy-i irányba lejt.
A pincetömbök mérete:
multifunkcionális épület: 145x120 m, mélysége: 14,5–18,5 m (130,0 Bm),
lakópark: 200x100 m, mélysége 2–4 m (147,0 Bm),
iroda: 120x35 m, mélysége: 12–15m (135,0 Bm).

Amint az a fenti méretekből is érzékelhető, Buda, sőt egész Budapest területén mélyített eddigi legnagyobb és legmélyebb nyílt munkagödörrel álltunk szemben, ahol, a terület helyzetéből és földtani adottságaiból adódóan, az előtervezés során az alapozás, munkagödör-megtámasztás és a környező létesítmények védelmén túlmenően igen lényeges kérdés volt a geohidrológiai viszonyok helyes megítélése. A helyi önkormányzat – egyébként szakmailag tökéletesen indokolt – igénye és az építési engedély feltétele volt, hogy a mélyépítési munkák alatt az eredeti geohidrológiai viszonyokat csak a lehető legkisebb mértékben változtassák meg, az építkezést követően pedig az eredeti geohidrológiai adottságokat teljes mértékben állítsák helyre.
A fentiek érdekében az építkezéseknél szokásos geotechnikai–talajmechanikai előmunkálatokon túlmenően részletes hidrogeológiai szakvélemény készült. A szakvélemény a talajvíz viszonyok értékelésén túlmenően a tervezett létesítmény hatását vizsgálta a munkagödör kiemelése idejére és a megépítést követően. A geotechnikai–talajmechanikai szakvéleményt a BOHN Kft. (Szörényi 1997), a hidrogeológiai szakvéleményt a VFV Bt.készítette (Scheuer et al. 1997; Scheuer & Szentirmai 1999). A műszaki előtervezés feladata olyan műszaki megoldás kidolgozása volt, mely az eredeti ill. azzal közel azonos geohidrológiai állapot fenntartja.
A geotechnikai–talajmechanikai és hidrológiai szakvélemények készítésekor már látszott, hogy az alapos fúrásos feltárás és igen gondos laboratóriumi vizsgálatok ellenére is több földtani, mérnökgeológiai és hidrológiai kérdés maradt tisztázatlan, melyekre csak a kivitelezés során várhattunk választ.
A beruházók tudták, hogy Budapesten hasonló méretű munkagödör még nem épült, tehát a földtani képződmények viselkedésére és a környezeti hatásokra vonatkozóan nincsenek korábbi tapasztalatok, ugyanakkor ugyanezen beruházó csoportnak több hasonló méretű németországi munkagödör kiemelésénél igen kedvezőtlen tapasztalata volt. A mélyépítési munkák tervezőitől elvárták a lehető leggazdaságosabb munkagödör-megtámasztás megtervezését úgy, hogy egyidejűleg az önkormányzatnak a környezet védelmére vonatkozó igényei is érvényesüljenek. Minden bizonnyal a fentieknek volt köszönhető, hogy a tervezési

munkákkal egyidejűleg a geotechnikai szakvélemény javaslatával összhangban olyan kiterjedt helyszíni mérési programot rendeltek meg, melyre eddig a hazai gyakorlatban nem volt (és sajnos azóta sincs) példa:

– A geohidrológiai viszonyok alakulását a munkagödrön belül két, azon kívül hét talajvízszint-észlelőkút hetenkénti észlelésével követtük 1998-tól. Az észlelés az épület átadását követően még két évig folytatódik.

– A munkagödör környezetében a közeli épületeken 58 süllyedésmérő csapot építettünk be, a mozgást kéthetenként mérjük. A mérést az épület szerkezetkész állapotának elkészültéig folytatjuk.

– A munkagödör-megtámasztó szerkezet vízszintes elmozdulását 6 helyen inklinométerrel mértük, a megtámasztó-szerkezet igénybevételeinek változását az inklinométer állások szelvényében horgonyerő méréssel ellenőriztük.

– A munkagödörtalp emelkedésének, ill. a szerkezet megépítését követően a szerkezet süllyedésének mérésére, a mozgás mélységi lehatásának megállapítására a munkagödrön belül 4 db „gleitmikrométer" állást építettünk ki, a méréseket 1–2 havonta végeztük. A méréseket az épület teljes súlyának felhordásáig folytatjuk.

– A fentieken túlmenően a munkagödrön belül a beruházó kifejezett kívánságára 9 ún. feszültség-mentesítő kút készült, amelyben a vízállást a munkagödör mélyítése során egy-két naponta ellenőriztük. E kutakat szükség szerint szivattyúzni lehetett, ezzel a pórusvíznyomás-mentesítésre, ill. egy esetleges hidraulikus talajtörés megelőzésére közvetlen lehetőség volt.

A mérések a munkagödör kiemelését megelőzően, 1998-ban megkezdődtek és 2000 novemberében is folytatódtak. Az egyes épülettömbök helyzetét és a mérőhelyeket az *1. ábrán* tüntettük fel.

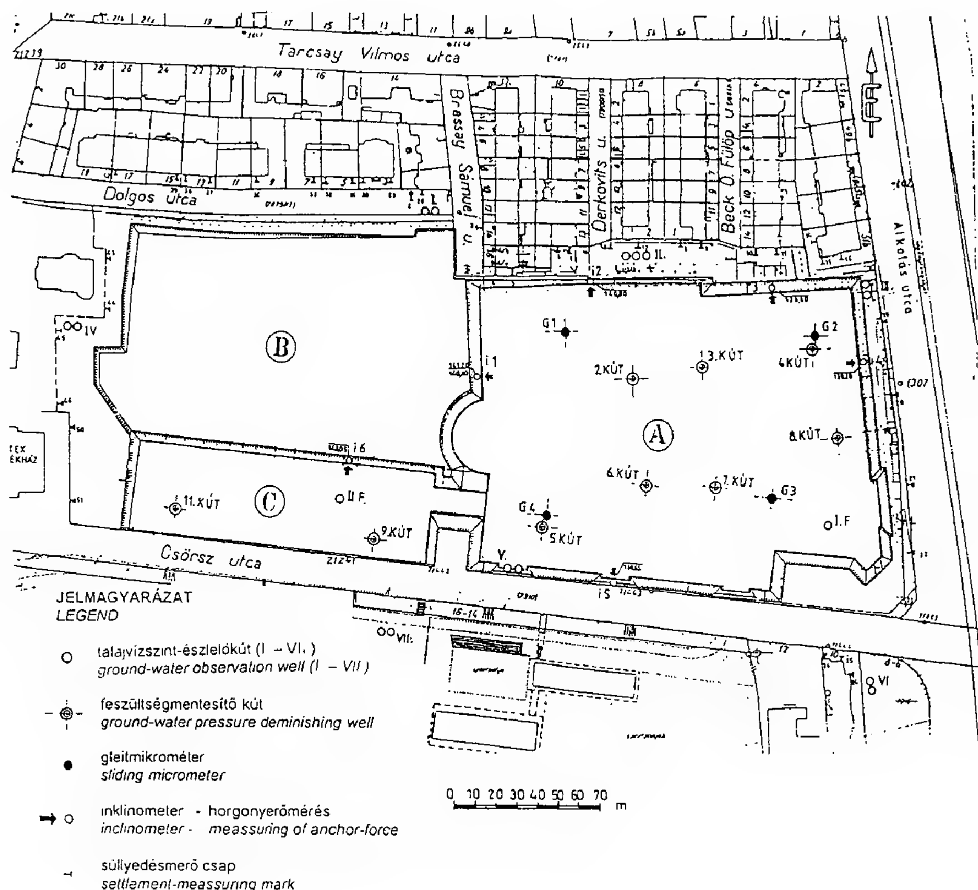
Mérnökgeológiai vizsgálatok

Földtani adottságok

A vizsgált terület alapkőzete felső-triász dolomit, mely a területtől délkeletre, a Hegyalja út–Alkotás u. találkozásának környezetében a felszínen is megtalálható. A triász alapkőzet a vizsgált terület alatt, fiatalabb üledékekkel fedett helyzetben 3–400 m mélységben valószínűsíthető (WEIN 1977; Budapest Mérnökgeológiai Atlasza 1984; Budapest Építéshidrológiai Atlasza 1989).

A triász Fődolomitra települő felső-eocén mészkő és márga a MOM területen a fedőkőzetek alatt 100–150 m mélységben valószínűsíthető.

A felső-eocén mészkő és márga rétegek felett alsó-oligocén, agyagos kifejlődésű kőzetek ismertek az Alkotás utca mentén közel É–D-i irányú 700–800 m széles vonulatban. A fúrásokkal feltárt oligocén agyag-összletet – a korábbi ismeretek és az agyag világos szürke színe, rétegzetlensége és nagyrészt tömör tagolatlan kifejlődése alapján a Kiscelli Agyag Formációhoz soroltuk. A fúrások közül az Alkotás utcához közeli két fúrás a terület nagy részétől eltérően igen zavart rétegsort mutatott: tufa és homokkő-padokkal, sötétszürke, kemény palásan elváló rétegekkel. E rétegsort a fúrások alapján „vetőzónának" neveztük.



1. ábra. A MOM park áttekintő helyszínrajza az egyes épülettömbök és a geotechnikai figyelő (monitoring) rendszer mérőhelyeinek feltüntetésével. „A" ún. multifunkcionális épület; „B" lakóépületek; „C" irodaépületek

Fig. 1 Layout of the buildings and monitoring systems. "A" Mulifunctional building; "B" Apartment buildings; "C" Office buildings

Az eredeti településében mindig szürke színű oligocén rétegek felső zónájukban fokozatosan mennek át tarka, sárga–barna oxidált, fellazult fedőrétegbe.

Az oligocén rétegeket vékony pleisztocén lejtőtörmelék, lejtőlösz, ill. mesterséges feltöltés fedi.

A fúrásokban a feltöltés és a felső, mállott oligocén rétegek összvastagsága 10,3–13,5 m volt.

A földtani irodalom alapján a terület közvetlen környezetében több ÉNy–DK-i irányú és arra merőleges vető ismert, melyek mentén az oligocén képződmények idősebb oligocén, ill. annál idősebb képződményekkel érintkeznek. Ismert volt

továbbá, hogy az összletet az egyes tektonikai egységeken belül is a fővetőkkel párhuzamos törések, vetődések tagolják. Az erős tektonikus hatás, ill. az agyag eredeti túlterhelt állapotot követő kiemelt helyzete magyarázza annak jellegzetesen mozaikos törését és a talajmechanikai laboratóriumi vizsgálatoknál tapasztalt szokatlan viselkedését.

Hidrogeológiai adottságok

A geohidrogeológiai viszonyokra jellemző, hogy

– a térszint alatt nagy mélységben karsztvíz található.

– a geohidrológiai szempontból vízzárónak tekinthető Kiscelli Agyag felső repedezett, mállott zónájában, a felszínközelben talajvíz (talajmechanikai szóhasználattal inkább réteg, ill. szivárgó víz) mozog.

A felszínközeli vizet fúrásaink mindegyikében feltártuk, azonban a vízbelépés pontos szintje a legtöbb esetben nem volt meghatározható. Néhány fúrásban a sárga agyag vízvezető ereiben jelentkezett a víz, néhány fúrásban viszont a fúrás folyamán egyáltalán nem észleltünk vizet, viszont 24 órán belül ezekben a furatokban is megjelent. A nyugalmi vízszint egyes fúrásokban egy-két napon belül, máshol viszont csak hetekkel később állt be. Az elmondottak alapján nem tudtuk egyértelműen meghatározni, hogy az egyébként kifejezetten száraz, közismerten jó vízzáró szürke agyagban tározódik-e víz. Ezért első fázisban három, majd ezt követőn 2 fúrásban megkíséreltük a felső vízvezető réteg kizárását. Minden ilyen fúrásban a kizárást követően is megjelent a víz. Bár az eredmény egyértelmű volt, az agyag igen száraz állapota miatt inkább feltételeztük, hogy a vízkizárás nem sikerült tökéletesen, mint azt, hogy a szürke agyagban víz tározódik. E kérdés elméletinek tűnik ugyan, de műszaki szempontból – elsősorban a multifunkcionális épületnél, ahol a pince több méterrel a szürke agyagba „vágott bele" – nagyon is gyakorlati, esetenként komoly költségvonzatú kérdéseket vetett fel.

A hidrogeológiai és geotechnikai szakvéleményeknek az alábbi geohidrológiai kérdésekre kellett választ adnia:

– Hogyan befolyásolja a geohidrológiai viszonyokat a munkagödör létrehozása?

– Hogyan befolyásolja a környezet geohidrológiai viszonyait hosszú távon a létesítmény megépítése?

– Milyen módon biztosítható az engedélyező építési hatóság rendkívül szigorú előírása, mely szerint az eredeti talajvíz-áramlási viszonyok a beépítéssel nem változtathatók meg?

– Kell-e és milyen víznyomásra kell a szerkezeteket méretezni, kell-e a felszerkezet nélküli pincerészeket felúszásra méretezni?

– Milyen víznyomással kell számolni a munkagödör megtámasztó szerkezetének méretezésénél?

– Milyen víztelenítésre kell felkészülni?

A szakvélemények főbb megállapításai

Karsztvíz

Az építési terület alatti karszt karszthidrodinamikai szempontból fedett, leszorított vízszintű, nyomás alatti karsztvizet tárol, melynek potenciális szintje a térszint alatt 35–45 m-ben adható meg. Minthogy a karsztos kőzetek felett kb. 200 m vastagságú vízzáró oligocén összlet települ, a tervezett létesítmény karsztvizet károsító hatása kizárható.

Talajvíz

A talajvíz helyzetének megállapítása céljából a létesítményhez készült fúrások talajvízszint-adatain túlmenően sok korábbi talajmechanikai vizsgálathoz készült fúrás észlelési adatát használtuk fel. A fúrásokban a víz a terepszint alatt 1,5–7,0 m között jelentkezett, több fúrásban azonban ennél nagyobb mélységig sem jelent meg víz. A hidrológiai viszonyok értékeléséhez megszerkesztettük a talajvíz fúráskori helyzetét ábrázoló szintvonalas térképet, továbbá a talajvíz várható alakulását mutató térképeket a munkagödör kiemelésének idejére és az építés befejezése utáni végleges állapotra.

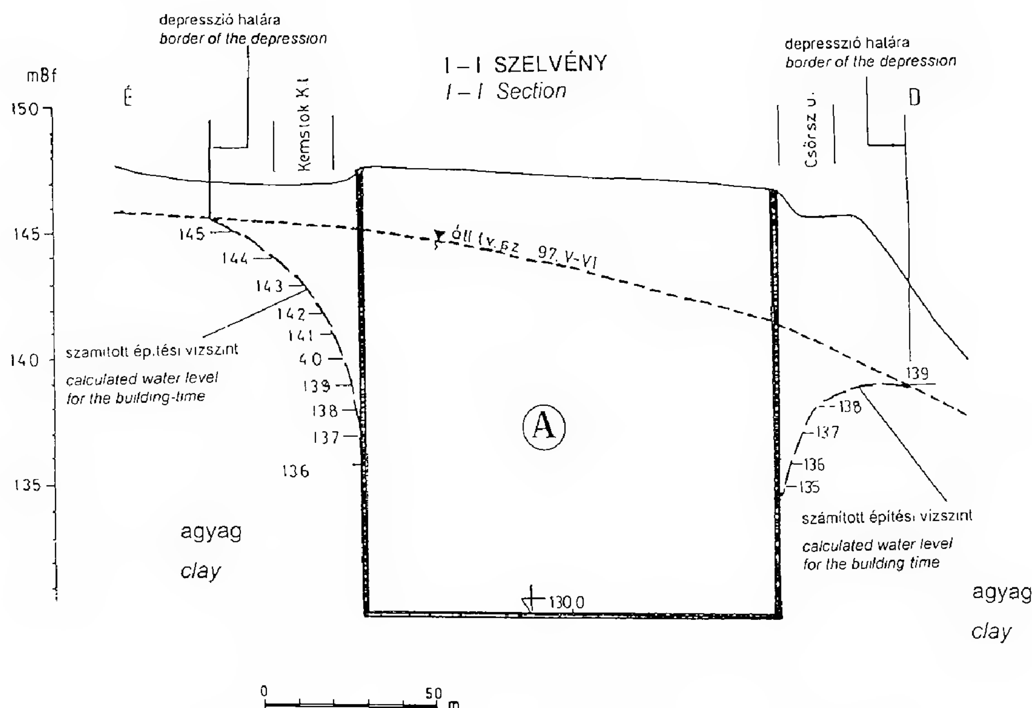
Megállapítható volt, hogy a talajvíz DK-i irányba áramlik, esése esetenként jelentős. A vízszintingadozás a csapadékvíz-utánpótlás függvénye, nagysága 3–4 m.

Az agyag felső fellazult, morzsalékos, vizet tározó zónája mintegy 8–12 m vastag. A szakvéleményben feltételeztük, hogy az alsó szürke vízzáró agyagban nem tározódik, ill. nem mozog víz.

Számítottuk a munkagödörbe beáramló víz mennyiségét, és megállapítottuk, hogy a víz egy részét a munkagödör kiemelésekor a földtömeggel együtt elszállítják, ill. az a nagy nyitott felületek párolgása folytán eltűnik. A munkagödör víztelenítésénél tehát az esetenként eltávolítandó csapadékvíz mennyisége a mértékadó.

Számításokkal meghatároztuk azt a területet, melyet a munkagödörben történő vízkiemelés miatt a vízleszívás érint: Ezt az északi és nyugati oldalon 40 m-ben, a keleti és déli oldalon 30 m-ben adtuk meg. Az agyag rossz vízáteresztőképessége miatt természetesen igen meredek depressziós görbe adódott, így a depressziós hatásterületen belül is ténylegesen csak egy keskeny mintegy 10–12 m-es sávon belül feltételeztünk jelentősebb leszívást. (2. *ábra*)

Annak érdekében, hogy a létesítmények megépítését követően az eredeti talajvíz-helyzet visszaálljon, a multifunkcionális épület köré olyan 136–140 Bm fenékszintű szivárgót javasoltunk, amely a hegy felől érkező vizeket összegyűjti és átvezeti a völgy felőli oldalra. Minthogy a szivárgónak mesterséges elvezetése nincs, a víz abban a mindenkori vízállástól és vízmennyiségtől függő magasságban tározódik és a völgy irányába a szivárgó oldalfalán, a természetes vízáteresztő képességnek megfelelő sebességgel szivárog el. Az esetleges kiugróan nedves periódusokban előforduló víz-visszaduzzasztás megakadályozására a hegy felőli oldalon meghatározott szintre beállított automata szivattyú beépítését javasoltuk.



2. ábra. A talajvíz számított depressziója a munkagödör-víztelenítés idejére

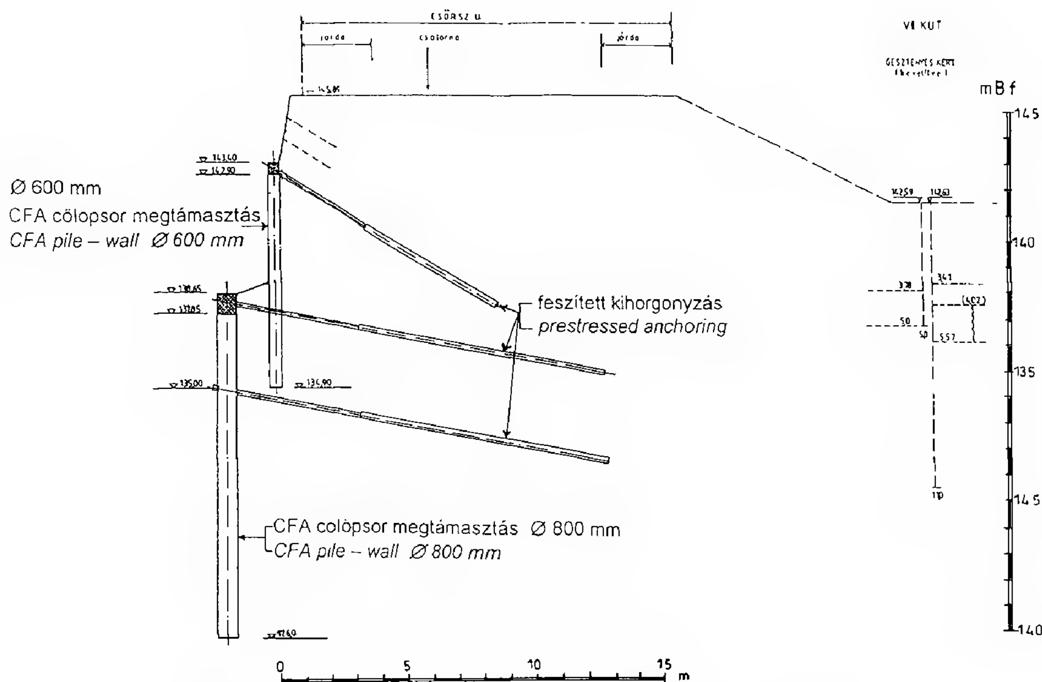
Fig. 2 Calculated groundwater depression during dewatering

Munkagödör-megtámasztás

A munkagödör megtámasztását a BOHN Kft tervezte és kivitelezte (RADVÁNYI 1998).

A legnagyobb és legmélyebb multifunkcionális épület munkagödrének határolására hátrahorgonyzott, hézagosan fúrt ∅ 80 cm cölöpfalat terveztünk, a cölöpfalra szükség szerint erősített műanyag lemez-szivárgóval, és lövellt beton héjjal. A cölöpfal felett – a rendelkezésre álló hely függvényében – hátraszögezett lövellt beton héjjal erősített meredek rézsű, ill., ahol ezt a rendelkezésre álló szűk hely nem tette lehetővé, egy felső, hátrahorgonyzott ∅ 60 cm-es cölöpfal készült. (A munkatér-határolásról egy jellegzetes metszetet a 3. *ábrán* adunk.) A tektonikailag zavart részen a szegezett lövellt betonfal „erősítését" horgonyfallal irányoztuk elő. Ennek szükségességét, ill. a beépítendő hosszat a helyszíni tapasztalatok alapján határoztuk meg.

A megtámasztó szerkezet méretezésénél a beépített műanyag lemez-szivárgó vízleszívó hatása miatt nem vettünk figyelembe víznyomást.



3. *ábra*. Az „A" munkagödör megtámasztásának egy jellemző szelvénye

Fig. 3 Characteristic section of the supporting of working pit "A"

A pincepadló méretezésénél – annak ellenére, hogy kételkedtünk abban, hogy a szürke agyagban víz tározódhat – az említett bizonytalan eredmények miatt víznyomásra, ill. a felszerkezet nélküli pincerészeken felúszásra történő méretezést, vagy ennek megfelelően megválasztott műszaki megoldást javasoltunk. A víznyomásra, ill. felúszásra méretezés helyett, a beruházó kívánságára elsősorban anyagi megfontolásból paplanszivárgó épült. Ebből a víz szükség szerint automata szivattyúval távolítható el. (Az alsó pinceszintek garázs funkciója, ezáltal alacsonyabb szárazsági igénye ezt lehetővé teszi.) A megoldást azzal a feltétellel javasoltuk, hogy a munkatér-határoló cölöpfal és a pince szerkezeti fala között vízzáró visszatöltés készül, tehát a szivárgó paplanba csak alulról kerülhet víz. A szivárgó méretezésénél tehát igen kis vízmennyiségekkel lehetett számolni.

A munkagödör víztelenítése a megtámasztó szerkezet lábánál körbe vezetett árokból, ill. az e célra kialakított zsompokból nyílt víztartással történt.

Helyszíni mérési tapasztalatok

Mint már említettük, a beruházó igen körültekintően megtervezett geotechnikai figyelő (monitoring) rendszert rendelt meg, melynek első lépcsőjeként 1998 februárjában a talajvízszint-megfigyelő kúthálózat épült ki. A kutak és a mérőhelyek helyzetét az 1. *ábrán*kon tüntettük fel.

A munkagödrön kívüli kutak közül hat kútpár készült 5 m, ill. 11 m-es talpszinttel, a Derkovits utca és a Beck Ö., Fülöp utca déli végénél lévő (az *1. ábrán* felirattal nem jelölt) Kernstock téren 3 kútból álló kútcsoport készült: 5 m, 11 m, és 16 m fenékszintekkel. A mélyebb kutaknál a felső vízadó réteget értelemszerűen „kizártuk".

A munkagödör kiemelés és a mérések során tapasztaltak nagy vonalakban igazolták szakvéleményeink feltételezéseit, azonban mind földtani, mind pedig hidrológiai vonatkozásban új adatokkal is gazdagodtunk.

A földmunka során tapasztaltuk, hogy az agyag – még a megjelenésében tagolatlan egységes szürke agyag is – erősen összetöredezett, a felszínre kerülve dm méretű darabokra esik szét, benne nagyon sok helyen találtunk korábbi elmozdulásokat jelző fényes felületeket, felmorzsolódott, gyűrt szerkezeteket. E jelenségeket elsősorban a nyomott zónáknál (a Csörsz utca mentén) tapasztaltuk, és ez esetenként megnehezítette a földkiemelési munkákat is: A rézsűs felületeket szinte csak órákra hagyhattuk szabadon, ellenkező esetben nagyobb tömbök kipergése, korábbi csúszó-felületeken történő kicsúszása következett be. A Csörsz utca mentén „többlet cölöpfal" megtámasztás beépítésére is sor került. (Az említett fényes, fosszilis csúszási felületek mentén az összlet nyírószilárdsági paraméterei ugyanis lényegesen alacsonyabbak voltak a méretezés alapjául szolgáló értékeknél, így ott, ahol a csúszási felület a gödör felé lejtett, a felette lévő tömbök helyi mozgása törvényszerű volt.)

A húzási zónákban (az Alkotás utca mentén) tág, nyitott hasadékok alakultak ki, melyek utólag idegen anyaggal, pl. tufával, homokkővel töltődtek ki.

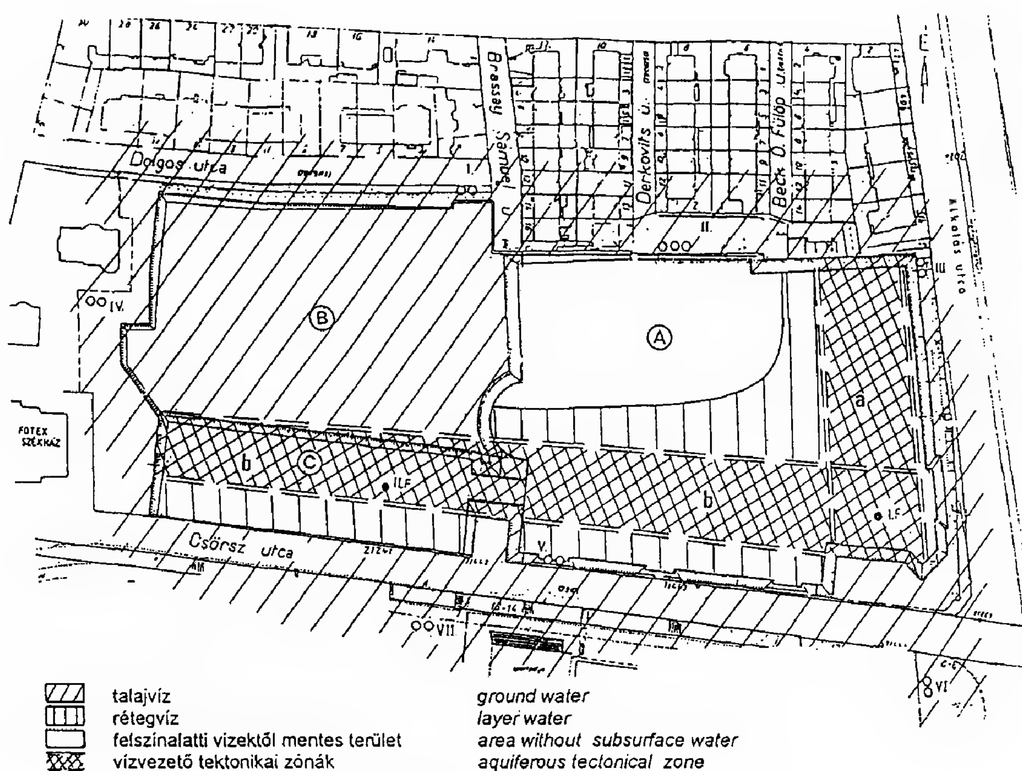
Egyértelműen megállapítható volt, hogy az agyag maga igen jó vízzáró, a feltárt mélységig vízvezető szemcsés réteg nem fordul elő benne. A víz kizárólag az agyag különböző méretű réseiben, repedéseiben tározódik és áramlik a megcsapoló helyek irányába. (Németvölgy)

A mélyítés során az is bebizonyosodott, hogy a feltárt víz nem csak az agyagösszlet felső, sárga, mállott zónájában fordul elő, hanem az alatta lévő szürke agyagban is, azonban kizárólag a tektonikus zónák mentén. A munkagödörben ez úgy jelentkezett, hogy míg a munkagödör-talp jelentős része teljesen száraz volt, a Csörsz utca vonalában a talpon enyhe, időszakos, az Alkotás utca vonalában állandó az előbbinél erősebb vízbelépés volt tapasztalható. A kizárólag az alsó vizek feltárására a munkagödrön belül mélyített feszültség-mentesítő kutak közül a 2. és 3. sz. kutakban soha nem volt víz. A Csörsz utca mentén egymástól 30–40 m távolságra mélyített kutakban a vizet igen változatos szinten mértük: 5. kút: 134–131 Bm, 6. kút 127–125 Bm, 7. kút 126–124 Bm. E kutakból a vizet soha nem szivattyúztuk. Az Alkotás utca melletti 4. és 8. sz. kutakat a végleges mélyítési szint elérése után gyakran szivattyúztuk. A végleges kiemelési szint alá 6,3–8,8 m-rel mélyített ∅ 800, ill. 600 mm kutakban a víz 24–72 órán belül többnyire visszatöltődött. A kutak helye az *1. ábrán* látható.

A megfigyelések és mérések alapján egyértelművé vált, hogy a vizsgált területen egymástól jól elkülöníthető egymás alatti víztípusok fordulnak elő. Azt, hogy az egyes víztípusok között van-e összefüggés, a repedések előfordulása, helyzete és méretei határozzák meg. A *4. ábrán* az egyes felszín alatti vizek elterjedését ábrázoltuk. A sárga agyagban áramló vizet talajvíznek, a szürke

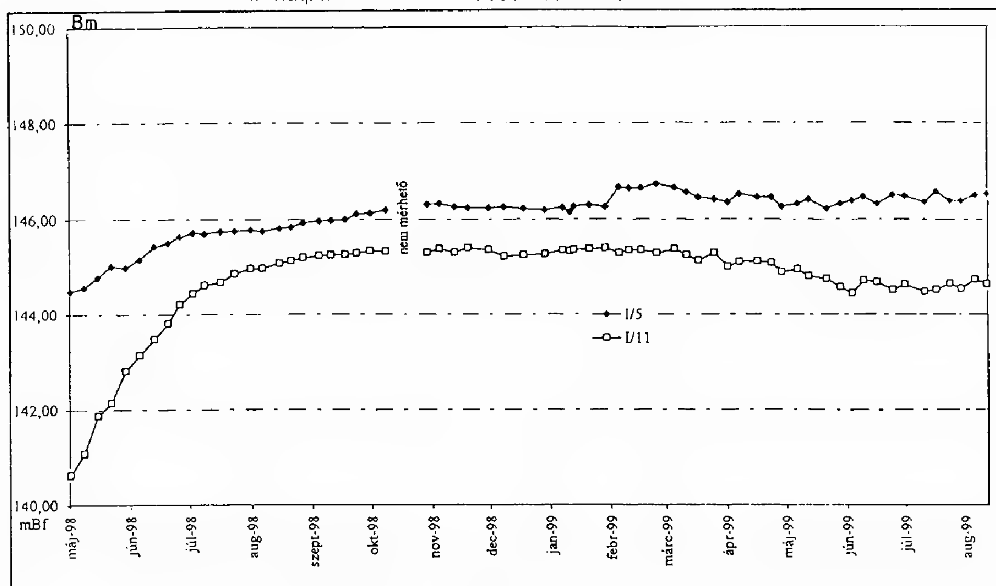
agyagban tározódó vizet rétegvíznek neveztük. (Az elnevezések némileg eltérnek a talajmechanikai gyakorlatban elterjedt elnevezésektől.) A vizsgált kis területen belül az egyes víztípusok előfordulása és egymással való kapcsolata igen változatos, esetenként kimutatható közöttük hidrológiai kapcsolat, a terület nagy részén viszont a két vízemelet között kizárható az összefüggés. Ezt egyébként igen részletes vegyvizsgálat-sorozat is jól mutatta.

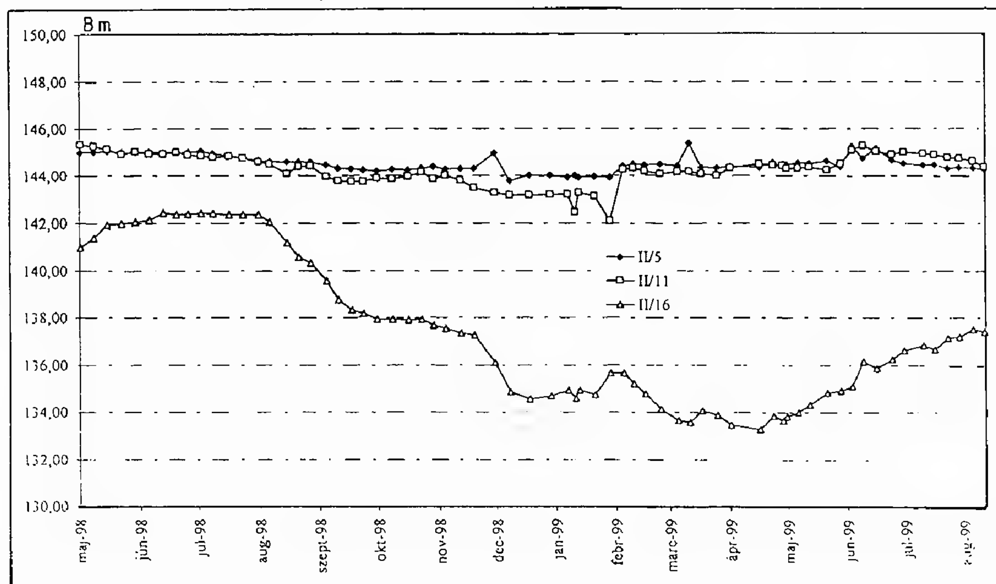
A megfigyelések további igen érdekes tapasztalata volt, hogy a víztelenítési munkák depressziós hatása a felső talajvíz esetében szinte egyáltalán nem mutatkozott, tehát „várakozáson felül" jól teljesült a hatóság azon igénye, hogy az építési munkák ne okozzanak a környezetben káros vízszint-csökkenést. (Ez természetesen azt eredményezte, hogy a megtámasztó szerkezeten a feltételezettel ellentétben kialakulhatott víznyomás, tehát az igénybevétel a falon nagyobb volt a méretezésnél figyelembevett értéknél.)



4. ábra. A felszín alatti vizek típusai és elterjedésük

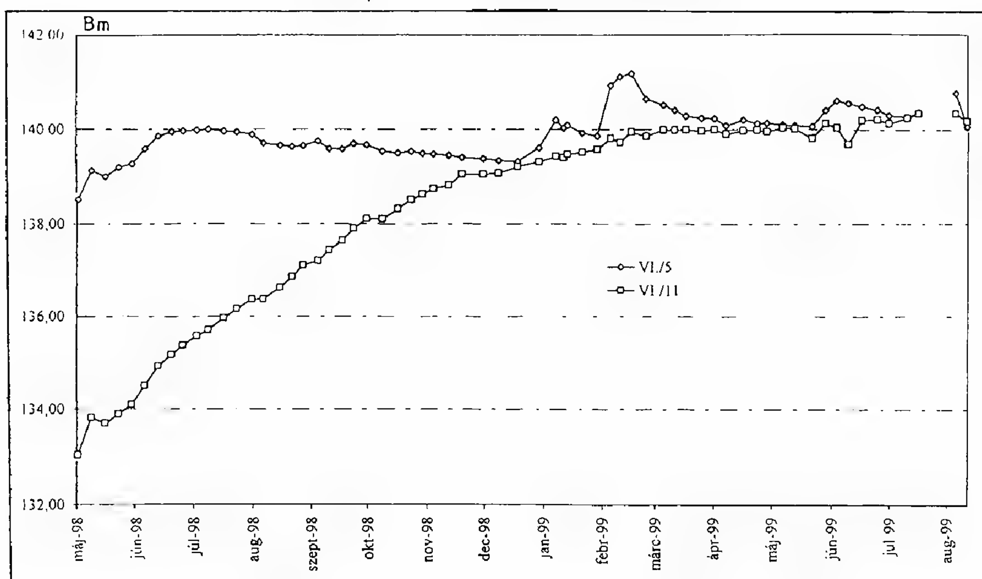
Fig. 4 Type and spread of the subsurface waters

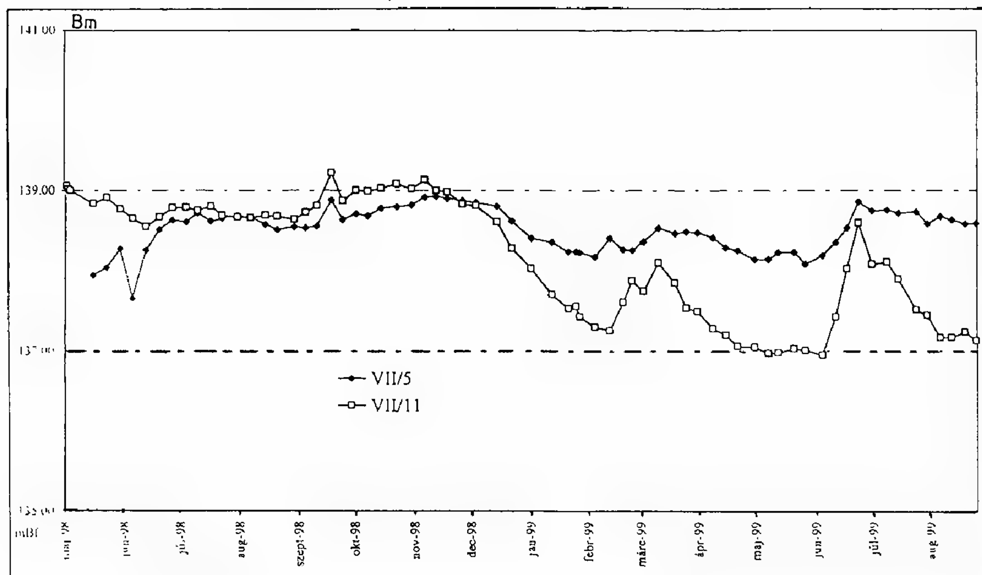




5. *ábra.* Az I. kútpár és II. talajvízszint-észlelő kútcsoport talajvízszint-észlelési adatsora a víztelenítési munkák befejezéséig

Fig. 5 Ground-water observation data of the observation-well I. and II. until finishing the dewatering





6. ábra. Az VI. és VII. kútpár talajvízszint-észlelési adatsora a víztelenítési munkák befejezéséig

Fig. 6 Ground-water observation data of the observation-well VI. and VII. until finishing the dewatering

A munkagödör mélyebb szintjén feltárt rétegvíz víztelenítése egyes figyelőkutaknál depressziót okozott (II/16., VII/11.), ez azonban a felszínközeli talajvíz szintjét (II/5., VII/5) egyáltalán nem érintette. Az építkezés után várhatóan a mélyebb vízemelet eredeti állapota is visszaáll.

A fentiek szemléltetésére mellékeljük az I. II. és VI. VII. kutak vízjárási görbéit (*5.* és *6. ábra*). A *7. ábrán* a számított depressziós felület mellett feltüntettük a kutakban és a munkagödörben a vizsgált időszakban tapasztalt tényleges helyzetet.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a munkagödör kiemelés és az építkezés eddig a környezetben nem okozott jelentős hidrológiai változást, megállapítható továbbá, hogy, amennyiben a létesítmények a terveknek megfelelően készülnek el, változás a későbbiekben sem várható. Megbízásunk szerint a talajvízszint észlelés az építkezés befejezése után még két évig folytatódik. Lehetőségünk lesz tehát a végleges, megbízható kiértékelésre is.

Végül megemlítjük, hogy a geotechnikai figyelő (monitoring) rendszer többi mérés-sorozata ugyancsak igen tanulságos eredményeket szolgáltatott. Ezekre itt a cikk korlátozott terjedelme miatt nem térünk ki részletesen. A teljesség kedvéért azonban megemlítjük, hogy a cölöpfal inklinométerrel mért vízszintes elmozdulásának értéke 5 cm alatt maradt, a munkagödör talpon ugyancsak 5 cm emelkedést mértünk. A környező épületeknél mért legnagyobb süllyedés értéke 21 mm, többnyire azonban a süllyedés 5–10 mm alatt maradt.

A mért értékek igen jól megegyeztek előzetes, becslés-jellegű számításainkkal és a nemzetközi szakirodalomban említett értékekkel. Ezt annál is inkább örömmel vettük tudomásul, mert, mint említettük, korábban nem volt lehetőségünk a számítási eredmények gyakorlati ellenőrzésére.

Irodalom – References

WEIN Gy 1977: A Budai hegység tektonikája. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 76 p.

Budapest Mérnökgeológiai Atlasza, Gellérthegy (13) Rózsadomb (8). – MÁFI, Budapest, 1984.

Budapest Építéshidrológiai Atlasza. – FTV, Budapest, 1989

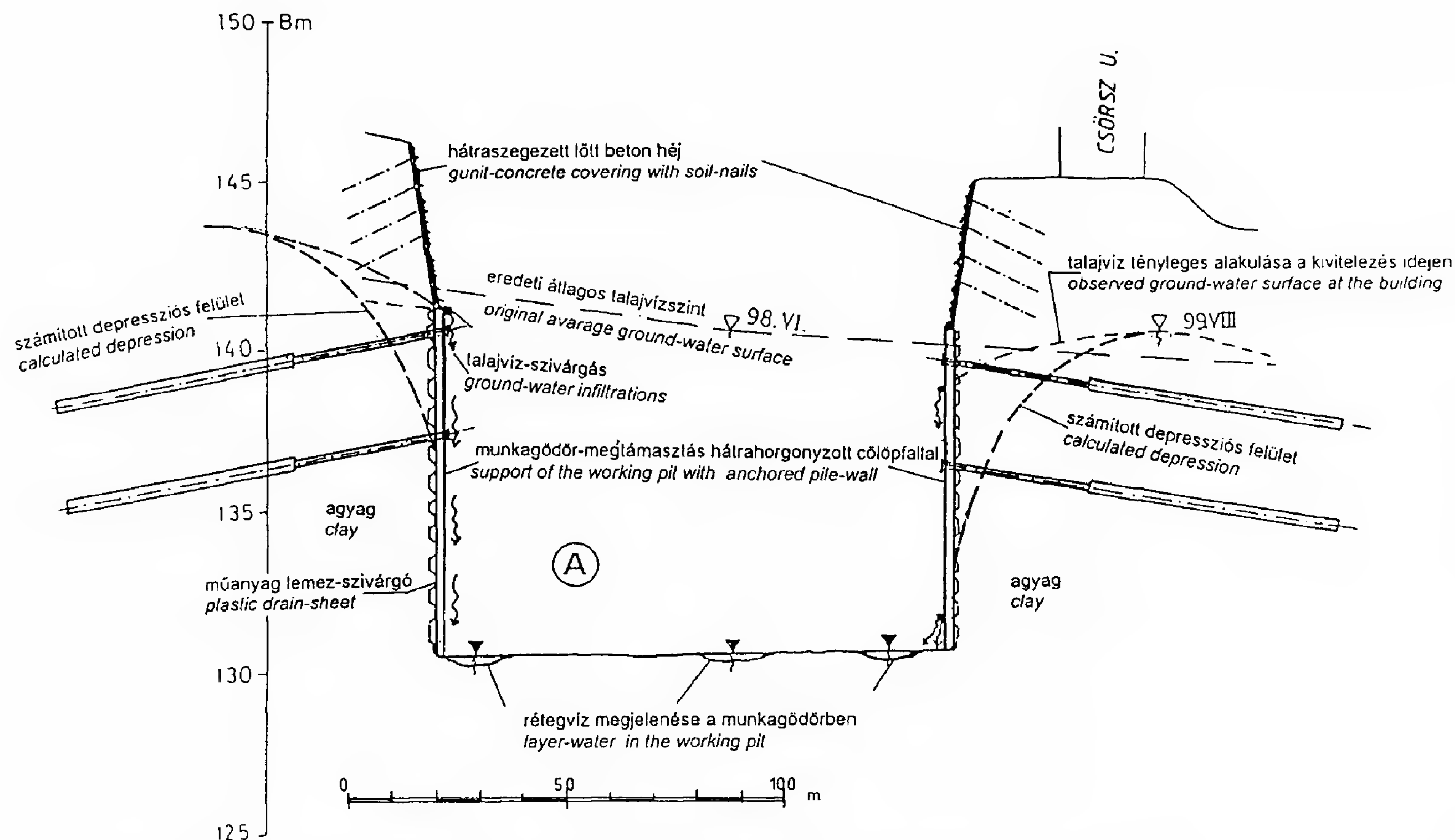
SZÖRÉNYI J. 1997: Szakvélemény a MOM (Budapest, XII. Csörsz u.) területének mérnökgeológiai, geotechnikai és talajmechanikai vizsgálatáról. – Kézirat, BOHN Kft, Budapest.

SCHEUER Gy, SZENTIRMAI L-né, SZÖRÉNYI J. 1997: Hidrogeológiai szakvélemény a MOM városközpont (Budapest, XII. Csörsz u). tervezéséhez. – Kézirat, BOHN Kft - VFV TERV Bt, Budapest.

SCHEUER Gy., SZENTIRMAI L-né 1999: MOM városközpont, összefoglaló hidrogeológiai szakvélemény.– Kézirat, VFV TERV Bt, Budapest.

RADVÁNYI L. 1998: MOM létesítmények munkagödör-megtámasztás - földmunka kivitelezési tervek. – Kézirat, BOHN Kft, Budapest.

A kézirat beérkezett: 2000. 03. 09.



7. ábra. Áttekintő vízföldtani szelvény a számított és ténylegesen kialakult depresszióval és a munkagödörben tapasztalt vízbelépések feltüntetésével az „A" munkaterületen

Fig. 7 General hydrogeological section showing the calculated and meassured depression and the observed water-infiltrations on the wall of the working pit

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Az „A" munkagödör a földmunkák idején
   Working pit "A" during the earthwork

2. „C" munkagödör a földmunkák idején
   Working pit "C" during the earthwork

II tábla – Plate II

1. „A" jelű munkagödör keleti, vízmentes rész
   The Eastern "dry" part of the working pit "A"

2. Az „A" munkagödör déli vízfeltöréses része
   The southern "wet" part of the working pit "A"

I. tábla – Plate I





II. tábla – Plate II





Földtani Közlöny 131/1-2, 179-196 (2001) Budapest

Bioeróziós nyomok felső-oligocén korallokon (Wind-féle téglagyár, Eger)

Traces of bioerosion from test on Upper-Oligocene solitary corals (Wind Brickyard, Eger, NE Hungary)

FODOR Rozália
(5 ábra, 2 táblázat, 2 tábla)

Tárgyszavak: bioerózió, magános korallok, felső-oligocén, Wind-féle téglagyár, Magyarország
Key words: bioerosion, solitary corals, Upper Oligocene, Wind Brickyard, Hungary

Abstract

During this research 1108 specimens of solitary corals belonging to eleven species were collected from the exposed glauconitic sandstone layer of the Wind Brickyard. The most frequently occurring species are the following: *Odontocyathus armatus* (MICHELOTTI 1838) (350 pc) and *Flabellum roissyanum* M. EDWARDS et HAIME 1848 (287 pc).

The aim of the examinations has been to study traces of bioerosion occurring on the coral tests. The number of trace-fossil bearer specimens came to 549. The presence of Entobia, Caulostrepsis, Maeandropolydora, Trypanites and *Terebripora ichnogenera* was recorded. *Entobia ichnogenus* was the most frequently found. Traces of bioerosion were dominant in the middle-third part of the corallites, while the lower-third part was oserved to be the poorest in bioerosion. Tests of *Caryophyllia inops* REUSS 1871 contain the most traces of bioerosion. According to the position of bioerosional traces on the corallites, ten categories can be distinquished. Among them the most frequent case is when the whole surface of the corallite is covered by traces of bioerosion. Distribution of bioerosional traces shows that the settlement of the endolithic animals took place in different phases.

The examination of the abundance and position of bioerosional traces enabled the research to draw more detailed palaeoenvironmental conclusions than have been achieved in the past. The solitary corals and the organisms which produced the traces of bioerosion could live in the middle part of the sublitoral zone (50–80 m) where sedimentation was limited because of the agitated water.

Összefoglalás

Az egri Wind-féle téglagyár agyagbányájának glaukonitos homokkövéből 1108 db korallt gyűjtött a szerző. Ezek a Scleractiniák rendjébe tartozó magános ahermatipikus fajok. A gyűjtött példányok 11 fajba sorolhatók. Legnagyobb egyedszámban az *Odontocyathus armatus* (MICHELOTTI 1838) (350 db) és a *Flabellum roissyanum* M. EDWARDS et HAIME 1848 (287 db) fordul elő.

A vizsgált anyagban 549 db olyan korall található, melyeken a szerző bioeróziós nyomokat figyelt meg. Ezek a példányok 7 fajba tartoznak. A megfigyelt életnyomok az Entobia, Caulostrepsis, Maeandropolydora, Trypanites és Terebripora életnyomnemzetségekbe, tartoznak. A leggyakoribb az *Entobia ichnogenus*. Az egyes életnyomok legnagyobb gyakorisággal a corallit középső harmadán helyezkednek el, legritkábban pedig az alsó harmadon. Legnagyobb gyakoriságban a *Caryophyllia inops* REUSS 1871 faj egyedein találhatók bioeróziós nyomok. A bioeróziós nyomok elhelyezkedését tekintve a szerző 10 kategóriát különített el. Ezek közül a leggyakoribb eset az, amikor a corallit egész felületén megfigyelhetők bioeróziós nyomok. Az egyes bioeróziós nyomok megoszlásából a szerző arra következtetett, hogy az endolitikus élőlények több szakaszban telepedtek meg a korall felszínén.

A bioeróziós nyomok gyakorisága, elhelyezkedésük a coralliton pontosítja a területről kialakított ősföldrajzi képet: a korallok a szublitorális zóna középső régiójában éltek (50–80 m), a területen élénk vízmozgás lehetett, ami gátolta az üledékképződést.

Eszterházy Károly Főiskola, Földrajz Tanszék, 3300 Eger, Leányka u. 6.

Bevezetés és földtani környezet

A Wind-féle téglagyár agyagbányájának rétegsorával számos magyar és külföldi szakember foglalkozott, akik átfogó képet nyújtottak a terület rétegsoráról, ősmaradványairól (TELEGDI-ROTH 1914; GÁBOR 1936; NOSZKY 1936; BÁLDI 1966, 1983).

Ebben a dolgozatban a glaukonitos homokkő magános koralljain található bioeróziós nyomok kerülnek bemutatásra. A glaukonitos homokkő a folyamatos bányaművelés következtében került felszínre, korábban csak fúrás segítségével volt tanulmányozható (BÁLDI 1966) (*1. ábra*).

A Wind-gyári feltárás rétegsora az egribe tartozik. Képződményei a Középső-Paratethys medencéjében ülepedtek le. A terület ebben az időben Szlovénián keresztül közvetlen kapcsolatban állt a Mediterránummal, a Keleti-Paratethys-szel pedig az Erdélyi-medencén át kapcsolódott össze (BÁLDI 1980; RÖGL 1998). Ezen összeköttetéseknek köszönhetően a Középső-Paratethys molluszkafaunájában ismét megjelentek a Mediterránum elemei, feltűntek a nagyforaminiferák, boreális taxonokkal keveredve. Számos helyen transzgresszió játszódott le, az euxin fácies visszaszorult, az egri végén pedig általános regresszió volt megfigyelhető. Megkezdődött az alpi-tátrai szárazulat gyors emelkedése, emiatt gyorsabb üteművé vált az üledékképződés is. A klíma hűvös-szubtrópusi, és különösen a vége felé humid volt (BÁLDI 1983).

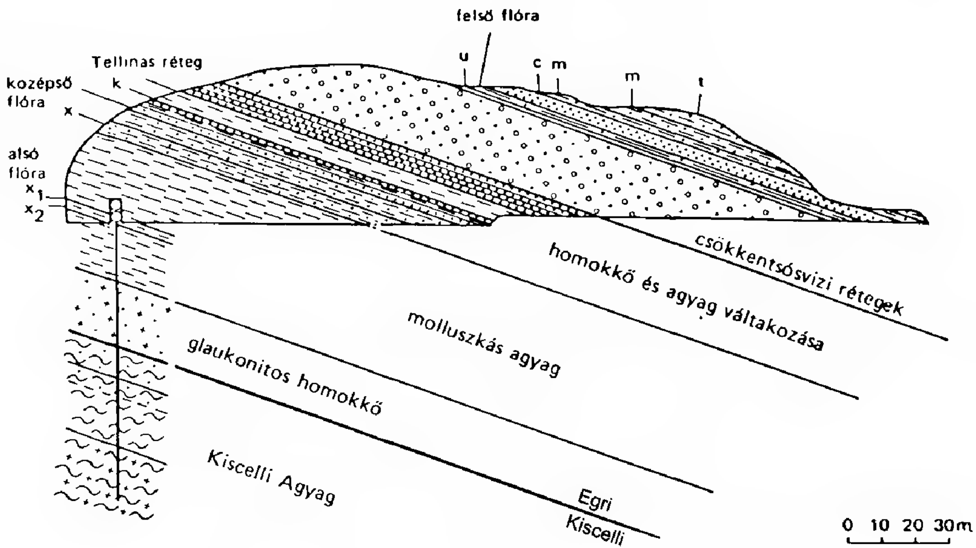
A glaukonitos homokkő faunája a Flabellipecten–Odontocyathus közösségbe tartozik. Ez a paleocönózis egy puhatestű fajról (*Flabellipecten burdigalensis*) és egy korall fajról (*Odontocyathus armatus*) kapta a nevét. A Flabellipecten– Odontocyathus közösség az kora-egri tenger közepesen mély szublitorális zónájában élt. Ez 30–120 m mély tengeri környezetet jelez. A paleocönózist a mélyebb vizek felé a Hinia–Cadulus, a sekély szublitorális zóna felé pedig a *Pitar beyrichi* közösségek határolják (BÁLDI 1973).

Kutatási módszerek

A Wind-gyári feltárás glaukonitos homokkövéből egyeléses módszerrel gyűjtöttem a korallokat. Tisztításuk hidrogén-peroxidos oldatban történt.

A fajonkénti meghatározást HEGEDŰS (1962) Magyarországi oligocén korallok c. tanulmánya alapján végeztem. A bioeróziós nyomokat sztereomikroszkóp segítségével vizsgáltam; meghatározásukhoz BROMLEY (1970); EKDALE et al. (1984) és TASCH (1975) műveit használtam fel. Lemértem az egyes korallok magasságát és átmérőjét, majd fajonként átlagot számoltam. Ebből számítottam ki az egyes fajokra jellemző átlagos felszínt.

Epoxigyanta-öntvényeket készítettem Araldit AY 103 és Haerter HY 956 komponensek felhasználásával. Ezek segítségével a bioeróziós nyomok belső szerkezete is jól tanulmányozható.



1. *ábra.* A Wind-féle téglagyár agyagbányájának rétegsora (BÁLDI 1966 nyomán)

Fig. 1 Sequence of brickyard Wind (after BÁLDI 1966)

Taxonómia

A vizsgált feltárásból 1108 db magános korallt gyűjtöttem, melyek 11 fajba tartoznak.

PHYLLUM: *Cnidaria* HATSCHEK, 1888.
CLASSIS: *Anthozoa* EHRENBERG, 1834.
ORDO: *Scleractinia* BOURNE, 1900.
FAMILIA: *Eupsammiidae* M. EDWARDS et HAIME, 1848
GENUS: *Balanophyllia* WOODS, 1884

Balanophyllia cylindrica MICHELOTTI var. DUNCAN 1870

I. tábla 1. kép

1962. Hegedűs 237. p. III. 1.a, b

Méretek: átmérő 8–15 mm, magasság 11–32 mm.

Magános korall. Váza kerekded keresztmetszetű, lefelé elkeskenyedő, többé-kevésbé görbült. Szivacsos szerkezetű epitheca borítja. A septumok keskenyek. Négy teljes ciklust találunk, a negyedrendű septumok a harmadrendűekkel összenőnek. A columella közepesen fejlett. A gyűjtött példányok száma 50. Bioeróziós nyomokat 16 db-on találtam.

Balanophyllia desmophyllum M. EDWARDS et HAIME 1848

I. tábla 2. kép

1962. Hegedűs 237. p. I. 3.a, b

Méretek: átmérő 6–17 mm, magasság nem teljes példányokon 8–68 mm.
Kerekded keresztmetszetű magános alak. Váza lefelé lassan keskenyedik. A teljes váz nem tanulmányozható, mert kivétel nélkül hiányos példányok. A bordák keskenyek, egyenes lefutásúak, élüket egy sor apró csomó borítja. A septumok négy teljes ciklusban fejlődtek ki. A harmadrendű septum belső vége az elsőrendű septummal szomszédos negyedrendű septum irányába nő és azzal összeolvad, így az elsőrendű septumot két vele párhuzamos és majdnem egyenlő septum veszi közre. A gyűjtött anyagból 24 db korall tartozik ebbe a fajba. Bioeróziós nyomok 7 korallon fordultak elő.

FAMILIA: *Turbinolidae* M. EDWARDS et HAIME (OGILVIE), 1848
GENUS: *Ceratotrochus* M. EDWARDS et HAIME, 1848

Ceratotrochus duodecimcostatus (GOLDFUSS 1826)

I. tábla 3. kép

1962. Hegedűs 239. p. I. 1.a, b, 2.a, b

Méretek: kisátmérő 6–18 mm, nagyátmérő 9–25 mm, magasság 12–42 mm.
A vizsgált példányok uralkodóan nagy termetű alakok, melyek a kistengely irányában többé-kevésbé görbültek. Vannak köztük csaknem egyenes darabok is. A septumok oldalfelületén tüskéket találunk. A septumok öt ciklusban helyezkednek el. Az utolsó ciklus septumai a theca és a columella közötti féltávolságon, vagy a columellához még közelebb csatlakoznak az előző ciklus septumaihoz. Az első és a második ciklus septumai a legfejlettebbek és erősen túlnyúlnak a kehelyperemen. A columella szivacsos szerkezetű. A thecát bordák borítják, melyek közül tizenkettő erőteljesebben fejlődött. E faj 182 korallal képviselt a vizsgált anyagban. Közülük 115 példányon figyeltem meg bioeróziós nyomokat.

GENUS: *Caryophyllia* LAMARC, 1801

Caryophyllia crassicosta (KEFERSTEIN, 1859)

I. tábla 4. kép

1962. Hegedűs 240. p. I. 4a, b

Méretek: kisátmérő 5–13 mm, nagyátmérő 6–16 mm, magasság 7–21 mm.
A bordák a kehelyperem közelében szélesek és laposak. Az első és a másodrendű septumok erősebbek. A columella a septumok végével összenőtt. 10 példány tartozik ebbe a fajba. E faj képviselőin bioeróziós nyom nem fordul elő.

Caryophyllia gracilis (KEFERSTEIN, 1859)

I. tábla 5. kép

1962. Hegedűs 240. p. I. 7.a

Méretek: átmérő 5–8 mm, magasság 6–10 mm.

A kehely majdnem kerek, a törzs lefelé gyorsan keskenyedik, majd vékony nyak után kissé kiszélesedő tapadó részt találunk rajta. A bordázat a kehely közelében erősebben látszik. Az első és másodrendű bordák a kehelyperemnél erősebbek, mint a többi. A corallit erősen hajlott. A gyűjtött példányok száma 2. Bioeróziós nyomokat a corallitokon nem figyeltem meg.

Caryophyllia inops REUSS 1871

I. tábla 6. kép

1962. Hegedűs 240. p. I. 5.a, b

Méretek: kisátmérő 6–15 mm, nagyátmérő 7–20 mm, magasság 7–68 mm.

Karcsú, megnyúlt alak, felső felében majdnem egyforma széles, csak alsó felén kezd keskenyedni. A bordákat rendezetlen szemcsék borítják. A nagyátmérő irányában görbült alak. A gyűjtött példányok száma 99. Bioeróziós nyomok 71 korallon fordultak elő.

GENUS: *Acanthocyathus* M. EDWARDS et HAIME, 1848

Acanthocyathus vindobonensis REUSS 1871

I. tábla 7. kép

1962. Hegedűs 241. p. I. 9.a, b

Méretek: kisátmérő 6–16 mm, nagyátmérő 6–22 mm, magasság 8–48 mm.

Megnyúlt kúp alakú váza van, mely a nagyátmérő irányában görbült. Bordái a kehelyperem közelében erősebbek. Az elsőrendűek, néha a másodrendűek is teljes hosszukban vagy csak helyenként, tarajszerűen kiemelkednek. Az elsőrendű bordákon, de néha csak a két oldalsón tövisszerű nyúlványokat találunk. 97 példány tartozik ebbe a fajba. 41 coralliton figyeltem meg bioeróziós nyomokat.

GENUS: *Trochocyathus* M. EDWARDS et HAIME, 1848

Trochocyathus cornucopia (MICHELOTTI 1838)

I. tábla 8. kép

1962. Hegedűs 242. p. I. 6.

Méretek: átmérő 3–5 mm, magasság 7–11 mm.

A váz keresztmetszete majdnem kerek, megnyúlt kúp alakú, kissé hajlott, külső felületén bordákkal. A gyűjtött példányok száma 2. E faj képviselőin bioeróziós nyomot nem figyeltem meg.

GENUS: *Odontocyathus* MOSELEY, 1881

Odontocyathus armatus (MICHELOTTI 1838)

I. tábla 9. kép

1962. Hegedűs 244. p. II. 1–4., III. 6–8.

Méretek: átmérő 5–18 mm, magasság 5–28 mm.

Legfeltűnőbb a bázisán körben elhelyezkedő öt erős, elálló tövis. A sima, fényes bázis közepén többé-kevésbé kiálló bütyök a fiatalkori helyhezkötöttségre utal. A tapadási helyet később a fal vastagodása benövi. Az oldalfalon szemcsékkel borított egyenlő bordákat találunk, melyek a felső perem közelében erősebbek. A kehely kerek, kissé bemélyedő, a septumok túlnyúlnak a kehelyperemen. A septumok élén és oldallapján szemcséket találunk. A septumok tökéletes pentametriát mutatnak. A columella tojásdad. A gyűjtött anyagból 350 db korall tartozik ebbe a fajba. Bioeróziós nyomokat 131 db-on találtam.

FAMILIA: *Flabellidae* BOURNE, 1905
GENUS: *Flabellum* LESSON, 1831

Flabellum roissyanum M. EDWARDS et HAIME 1848

I. tábla 10. kép

1962. Hegedűs 246. p. II. 10.

Méretek: átmérő 6–25 mm, magasság 6–32 mm.

Legyező alakú magános korall, melynek nagy átmérője többszöröse lehet a kicsinek. A keresztmetszete lencse alakú. Jellegzetes a protoseptumoknak megfelelő hat erős borda. 287 példány tartozik ebbe a fajba. Bioeróziós nyomokat 168 korallon figyeltem meg.

FAMILIA: *Oculinidae* M. EDWARDS et HAIME 1848
GENUS: *Amphihelia* M. EDWARDS et HAIME 1849

Amphihelia sismondiana (SEQUENZA 1964)

I. tábla 11. kép

1962. Hegedűs 247. p. II. 15, 16.

Méretek: átmérő 6–8 mm, magasság 15–25 mm.

A váz hosszanti csíkozottsága néha erősebb, néha alig látható. Keresztmetszete kerekded. E faj 5 korallal képviselteti magát a vizsgált anyagban. Bioeróziós nyomok nem figyelhetők meg.

A bioeróziós nyomok és paleoökológiai jelentőségük

A „bioerózió" fogalmát NEUMANN (1966) vezette be a „biológiai erózió" rövidített formájaként. Ezt élő szervezetek által valamely szilárd aljzatba történő behatolásként értelmezi. A szilárd aljzat lehet kőzet, mészváz, fás szárú növény.

Rendkívül széles a skálája azon élőlényeknek, amelyek bioeróziót végeznek. Tevékenységük nyomán változatos méretű életnyomok jönnek létre a mikroszkopikus kicsinységűtől (mikrobioerózió) a több centiméteres nagyságúig (makrobioerózió). Az irodalomból jól ismertek a gombák, algák, marószivacsok, gyűrűsférgek, kagylók, csigák, mohaállatok, pörgekarúak, rákok, tengerisünök, halak által létrehozott bioeróziós nyomok. Szárazföldi környezetben pedig a zuzmók, mohák, gyökerek, rovarok, rágcsálók bioeróziós tevékenységét említik.

A létrejött életnyomok a táplálkozásnyomok és lakásnyomok körébe tartoznak. A különböző epilitikus és endolitikus élőlények által kialakított karcolások, marásnyomok és fúrások mindig helyben keletkeznek, ez adja paleoökológiai jelentőségüket.

Ismerve a bioeróziós nyomot létrehozó szervezet ökológiai igényeit, következtetni lehet az őskörnyezeti körülményekre: vízhőmérséklet, sótartalom, vízmélység, áramlásviszonyok, átvilágítottság, az üledékképződés sebessége. A bioeróziós nyomok segítségével lehetőség van a fosszilis életközösség trofikus kapcsolatainak pontosítására. Hiszen számos olyan szervezet hagyta élettevékenységének nyomát a szilárd aljzaton, amelyek nem rendelkeznek fosszilizációra alkalmas vázzal, s így csupán bioeróziós nyomaik által ismertek (BOUCOT 1990; BOEKSCHOTEN 1966; BROMLEY 1992; EKDALE et al. 1984).

Saját megfigyelések

A gyűjtött anyagban 549 db olyan korall fordul elő, melyen bioeróziós nyomok figyelhetők meg. Az egyes életnyomok az Entobia, Caulostrepsis, Maeandropolydora, Trypanites és Terebripora életnyom-nemzetségekbe, tartoznak. Ezeket marószivacsok, gyűrűsférgek és mohaállatok hozták létre.

Ichnogenus Entobia BRONN, *1838, (II. tábla 1. kép)*

A marószivacsok (Cliona) marásai lakásnyomok, melyeket kémiai anyagok segítségével készítenek. Ebből következik, hogy csak meszes szubsztrátumot képesek erodálni. Az Entobia életnyomnemzetséget hozzák létre, mely jellegzetes morfológiával rendelkezik.

A szivacsfúrások egymással összekapcsolt üregek hálózatai, melyek folyamatos összeköttetésben állnak a felszínnel. Ez a kapcsolat apró, kerek pórusokon keresztül valósul meg. Ezeken a pórusokon keresztül áramlik be és ki a tengervíz, ami a szivacs légzését és táplálkozását teszi lehetővé.

Ezt a bioeróziós nyomot 335 db korallon figyeltem meg (*I. táblázat*).

A gyűrűsférgek fúrásai

A gyűrűsférgek nyomai leggyakrabban lakás- és táplálkozásnyomok. Járataikat kémiai folyamatok során készítik, így tevékenységük meszes anyagokra korlátozódik. Járataik hosszúak, kanyargósak vagy többé-kevésbé egyenesek. A járatok keresztmetszetében különbségek adódhatnak a szájadék és a járat között.

I. táblázat – Table I

A bioeróziós nyomok gyakoriságának megoszlása fajonként (db)

Distribution of bioerosional traces according to species (pc)

Faj	Entobia isp.	Caulostrepsis isp.	Maeandro polydora isp.	Terebripora isp.	Összes életnyom
Balanophyllia cylindrica	7	6	4	14	31
Balanophyllia desmophyllum	-	2	4	7	13
Ceratotrochus duodecimcostatus	90	76	62	47	275
Cariophyllia inops	32	50	31	47	160
Acanthocyathus vindobonensis	33	27	14	10	84
Odontocyathus armatus	67	73	71	76	287
Flabellum roissyanum	106	84	97	112	399

De a szájadék átmérője nem nagyobb 1–2 mm-nél egy esetben sem. A járat alakjában is különbségek figyelhetők meg, ezek lehetnek henger alakúak, vagy lapított, széles üregek. Ezek a különböző életnyomnemzetségek legfontosabb megkülönböztető jegyei.

Az általam megfigyelt fúrásokat három csoportba soroltam be: Caulostrepsis, Maeandropolydora és Trypanites életnyomnemzetségek.

Ichnogenus Caulostrepsis CLARKE, *1908, (II. tábla 2. kép)*

Egy bejárattal rendelkező fúrásnyom, melynek zsák vagy fül alakja van. Ez a járat U-alakú kanyarodása miatt alakul ki. A szárak jól megfigyelhetők egész hosszukban. Ezek egy szárnyban kapcsolódhatnak össze vagy összeolvadhatnak létrehozva egy ovális, lapos fül alakú képződményt. A távolabbi végének szélessége legkevesebb duplája a szájadék szélességének. Keresztmetszeti képe változó lehet: ovális, elliptikus, súlyzó alakú. A szájadék és a távolabbi vég keresztmetszete többé-kevésbé ugyanolyan.

Ezt az életnyomot 318 db korallon figyeltem meg (*I. táblázat*).

Ichnogenus Maeandropolydora VOIGHT, *1965, (II. tábla 3. kép)*

A Maeandropolydora életnyomnemzetség fajaira a hosszú, henger alakú járat a jellemző két vagy több szájadékkal. A járat kanyarogva, vagy szabálytalan alakban halad keresztül a szubsztrátumon. A járatok párhuzamosan futnak egymással összekapcsolódva, összeolvadva vagy összeolvadás nélkül. Laza vagy szoros hurkok is előfordulhatnak, itt a szárak szárny vagy zsák alakban kapcsolódhatnak. A fúrás átmérője kicsi, nem több 1–2 mm-nél (BROMLEY–D'ALESSANDRO 1983). Ezt az életnyomot mind felszakadt formában, mind epoxigyanta-öntvények segítségével sikerült megfigyelnem.

Ezt a bioeróziós nyomot 282 db korallon figyeltem meg (*I. táblázat*).

Ichnogenus Trypanites MÄGDEFRAU, *1932, (II. tábla 4. kép)*

Egyszerű, egyenes vonalú lakásnyom, melyet sipunculid vagy annelid férgek készítenek. Átmérője 1 mm, hossza kb. 10 mm. Általában a felszínre merőlegesen helyezkedik el. Ezt az életnyomot is epoxigyanta-öntvények segítségével tudtam megfigyelni (*I. táblázat*).

Bryozoa fúrások, (II. tábla 5. kép)

A mohaállatok (Bryozoa) számos csoportja készít járatokat valamely szilárd aljzatba hatolva. Ezáltal jellegzetes mintázatú bioeróziós nyomok jönnek létre. Ezt a sajátos mintázatot a zooidok külső vázon levő nyílásai és az ezeket összekötő stolonok rendszere adja. A mohaállatok mikroszkopikus méretű marásaikat kémiai úton hozzák létre. A zooidok nyílásai nem érik el az 1 mm-es hosszúságot, az összekötő csatornák pedig 10–20 mikrométer szélesek.

Az általam vizsgált anyagban egy, a Terebriporidae családba tartozó, marásokat készítő Bryozoa nemzetség jellegzetes nyomait találtam: Terebripora életnyom-nemzetség. A Terebriporák jellegzetessége, hogy zoáriumuk háló alakú. Az elsődleges stolonokon zoéciák vannak, míg a másodlagos stolonokról ezek hiányoznak.

Ezt a bioeróziós nyomot 313 db korallon figyeltem meg (*I. táblázat*).

Paleoökológiai értékelés

A glaukonitos homokkőből gyűjtött 1108 db magános korall közül 549-en találtam bioeróziós nyomokat (49,5%).

A gyűjtemény legtöbb bioeróziós példánya a *Flabellum roissyanum* M. EDWARDS et HAIME 1848 fajba sorolható (168 db), ez az összes erodált egyed 30,6%-a. A második legtöbb bioerodált egyed az *Odontocyathus armatus* (MICHELOTTI 1838) fajba tartozik (131 db), ez az összes életnyomos példány 23,8%-át adja. Ez a két faj fordul elő leggyakrabban a gyűjtött anyagban (*Odontocyathus armatus* 350 db, *Flabellum roissyanum* 287 db – *II. táblázat*).

Vannak olyan fajok is, melyeken nem találtam bioeróziós nyomokat, de ezek egyedszáma alacsony (tíz vagy kevesebb).

Ezek alapján az alábbi összefüggést állapítottam meg a bioerodált példányok számának alakulásáról:

Minél nagyobb a faj egyedeinek mérete és minél vastagabb a thecájuk, annál nagyobb az esély arra, hogy megtelepednek a vázukon bioerodáló szervezetek. Ezzel magyarázható, hogy a *Ceratotrochus duodecimcostatus* (GOLDFUSS 1826) bioeróziós példányai az összes bioerodált egyed 20,92%-át teszik ki. Kivételt képez a *Balanophyllia desmophyllum* M. EDWARDS et HAIME 1848 faj. Bár ezek a legnagyobb méretű korallok, thecájuk azonban olyan vékony, hogy nagyon kevés endolitikus élőlény számára nyújt megfelelő szubsztrátumot.

A bioeróziós nyomok elhelyezkedése (2. *ábra*) és megoszlásuk fajonkénti különbözősége (3. *ábra*) sok befolyásoló tényezőre utal.

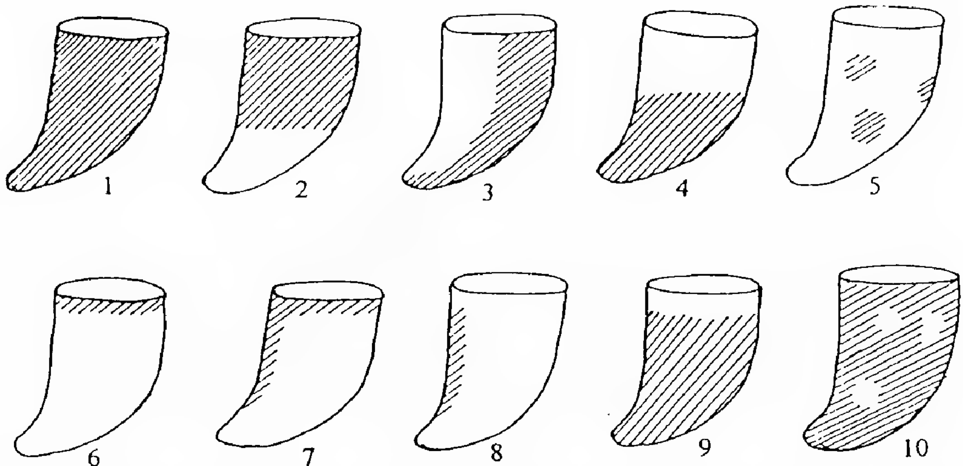
A bioeróziós nyomok elhelyezkedése a vázon a corallit aljzaton való elhelyezkedését mutatja. E tekintetben tíz kategóriát különítettem el (4. *ábra*).

II. táblázat – Table II

A bioeróziós példányok számának megoszlása a gyűjtött anyagban

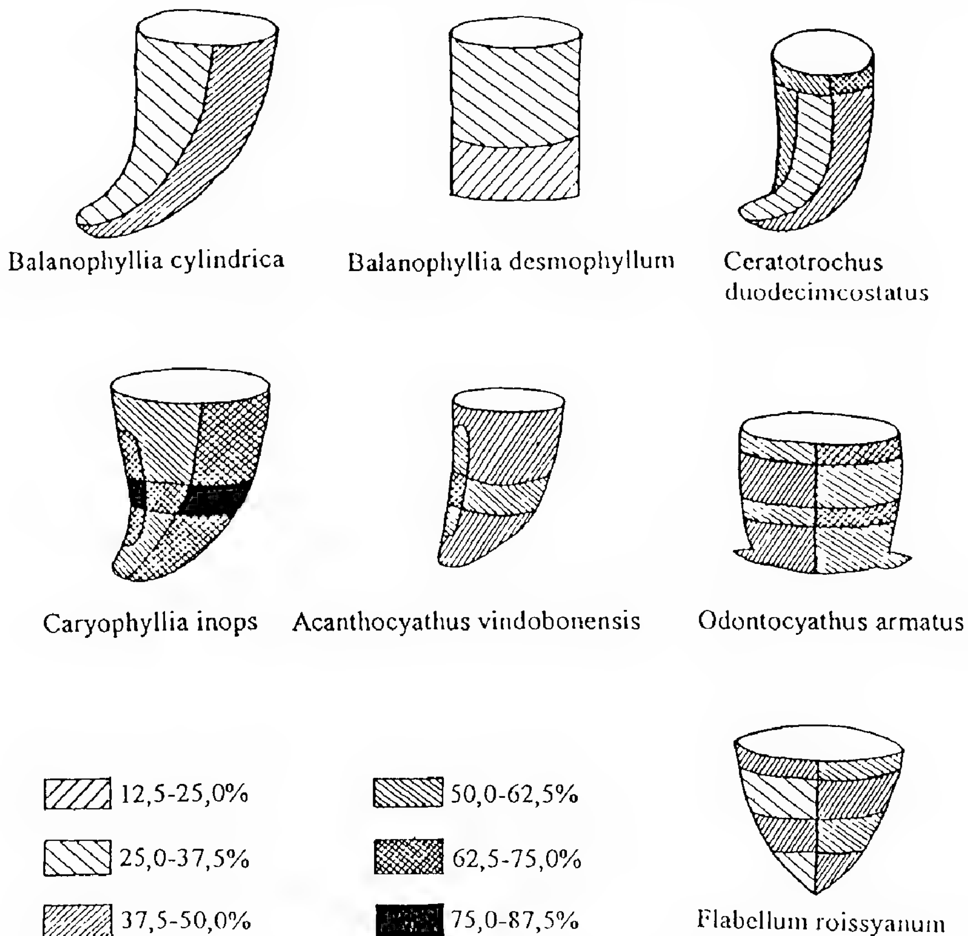
Distribution of the number of specimens bearing traces of bioerosion

Faj	Darabszám	Bioeróziós példányok száma
Balanophyllia cylindrica MICHELOTTI VAR. DUNCAN 1870	50	16
Balanophyllia desmophyllum EDWARDS ET HAIME 1848	24	7
Ceratotrochus duodecimcostatus (GOLDFUSS 1826)	182	115
Caryophyllia crassicosta (KEFERSTEIN, 1859)	10	0
Caryophyllia gracilis (KEFERSTEIN, 1859)	2	0
Caryophyllia inops REUSS 1871	99	71
Acanthocyathus vindobonensis REUSS 1871	97	41
Trochocyathus cornucopia (MICHELOTTI 1838)	2	0
Odontocyathus armatus (Michelotti 1838)	350	131
Flabellum roissyanum M. EDWARDS ET HAIME 1848	287	168
Amphihelia sismondiana (SEQUENZA 1964)	5	0
Összesen:	1108	549



2. ábra. A bioeróziós nyomok elhelyezkedése a korallok mészvázain. 1. teljes felülete erodált; 2. felső 2/3-a erodált; 3. fele erodált; 4. alsó része erodált; 5. foltokban erodált; 6. a kehelyperem erodált; 7. a kehelyperem és a belső ív erodált; 8. a belső ív erodált; 9. a kehelyperem eróziómentes; 10. foltokban eróziómentes

Fig. 2 Position of bioerosional traces on the corallite surfaces. 1 the whole surface is eroded; 2 the upper 2/3 is eroded; 3 the half of it is eroded; 4 the lower part is eroded; 5 eroded spots on the surface; 6 the edge of the calix is eroded; 7 the calyx and the inner arc is eroded; 8 the inner arc is eroded; 9 there is no erosion on the edge of the corallite; 10 spots without erosion



3. ábra. A bioeróziós nyomok elhelyezkedésének megoszlása a különböző korallfajok mészvázain

Fig. 3 Distribution of bioerosional traces of the tests of different coral species

1. A teljes felület erodált: több endolitikus szervezet is megtelepedett a coralliton, eltérő időben. A korall még élt, mikor a bioeróziót végző élőlények megtelepedtek rajta, s a bioerózió az állat elpusztulása után is folytatódott. Minderre abból következtetek, hogy nagyon sok korall fenékrészén, tapadási helyén is találtam féregfúrások szájadékát (*I. tábla 2. kép*).

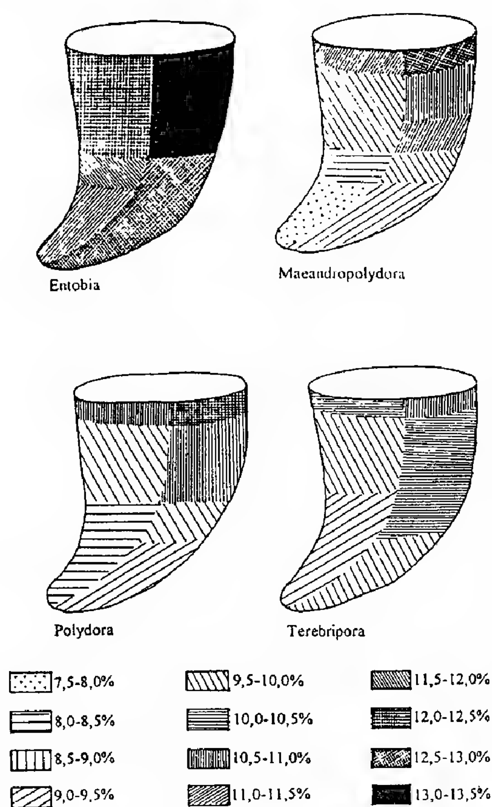
2. Felső 2/3-a erodált: a corallit részben az aljzatba süppedt. A korall még élt, mikor megtelepedtek rajta a bioeróziót végző szervezetek.

3. Fele erodált. E típus kialakulása két módon történhetett:

– a korall még élt, az endolitikus élőlények az áramlás felőli oldalon telepedtek meg. A másik oldalon holt tér alakult ki.

– a váz már üres volt, az áramlások fordították egyik oldalára.

4. Alsó része erodált: a vízmozgás felfordította a megüresedett corallitot, így az a kehelyperemi részével süppedt a homokos tengeraljzatba.



4. ábra. A különböző bioeróziós nyomok elhelyezkedésének megoszlása

Fig. 4 Distribution of the position of different bioerosional traces

5. Foltokban erodált: a bioeróziós szervezetek megtelepedését követően rövid időn belül gyors betemetődés játszódott le, ami elpusztította az endolitikus élőlényeket, így csak foltokban vannak jelen életnyomok.

6. A kehelyperem erodált: többnyire gyűrűsférgek bioeróziós nyomai figyelhetők meg itt. Ezek az élőlények szuszpenziószűrő életmódot folytattak, így könnyebben hozzájuthattak a korall táplálékmaradványaihoz.

7. A kehelyperem és a belső ív erodált: a bioerózió folyamata két szakaszban játszódott le. Az első szakaszban a korall még élt, s a megtelepedés oka megegyezhet a 6. típusnál említett okkal. A második szakaszban a corallit már megüresedett, az áramlások felborították és jelentős mértékben az aljzatba is süllyedhetett. Ez akadályozta meg a korábban létrejött életnyomok megsemmisülését.

8. A belső ív erodált: kialakulása a 7. típus második szakaszával azonosítható.

9. A kehelyperemen eróziómentes: a korall még élt, mikor a bioerodáló szervezetek megtelepedtek rajta, és a kehelyperemen az állat tapogatói veszélyt jelentettek rájuk nézve. (Ez a megállapítás a gyűrűsférgekre valószínűleg nem igaz, s ezt a 6. típus igazolja.)

10. Foltokban eróziómentes: részleges koptatottság következtében jöhetett létre, amit rövid szállítódás okozhatott.

A bioeróziós nyomok megoszlásának fajonkénti különbözősége az egyes fajok vázának jellegzetességeiből adódik. Jelentősen befolyásolja az életnyomok gyakoriságát a theca felületének nagysága és vastagsága. Ezek alapján a legnagyobb gyakorisággal a *Caryophyllia inops* REUSS 1871 egyedein találunk bioeróziós nyomokat. E faj thecájának átlagos vastagsága 1 mm, az erodálható felület pedig 593 mm^2 (szintén átlagos érték). Emellett az endolitikus élőlények megtelepedését a bordákon található szemcsék is elősegítették. Az 549 db, bioeróziós nyomot tartalmazó korall hét fajba sorolható (*Balanophyllia cylindrica* MICHELOTTI var. DUNCAN 1870; *Balanophyllia desmophyllum* M. EDWARDS et HAIME 1848; *Ceratotrochus duodecimcostatus* (GOLDFUSS 1826); *Caryophyllia inops* REUSS 1871; *Acanthocyathus vindobonensis* REUSS 1871; *Odontocyathus armatus* (MICHELOTTI 1838); *Flabellum roissyanum* M. EDWARDS et HAIME 1848. Közülük a *Balanophyllia*

desmophyllum M. EDWARDS et HAIME 1848 rendelkezik a legnagyobb felülettel (átlagosan 1167 mm^2), mégis ezen a fajon találtam a legkevesebb bioeróziós nyomot és azok is elsősorban a Terebripora ichnogenusba tartoznak. Ennek oka, hogy a váz fala rendkívül vékony (átlagosan 0,5 mm), így csak a kis mélységű életnyomokat készítő mohaállatok tudják kifejteni rajta bioeróziós tevékenységüket (3. *ábra*).

A theca vastagsága tehát meghatározza, hogy milyen élőlény telepedhet meg a vázon, s emellett a fúrások alakját is befolyásolja. A corallit ugyanis nem tömör, ezek az endolitikus élőlények pedig csak ott tudják bioeróziós tevékenységüket kifejteni ahol mész van, mivel fúrásaikat kémiai anyagok felhasználásával készítik. Ezért a fúrások idiomorf alakja sok esetben nem fejlődhet ki, alkalmazkodniuk kell a váz szerkezetéhez.

Mindegyik bioeróziós nyomra érvényes az a megállapítás, hogy a corallit alsó részén található belőle a legkevesebb. Ebből következik, hogy nagyon sok korall lehetett fél-, harmadrészben az aljzatba süllyedve, és a bioerózió az esetek többségében élő helyzetben történt (4. *ábra*).

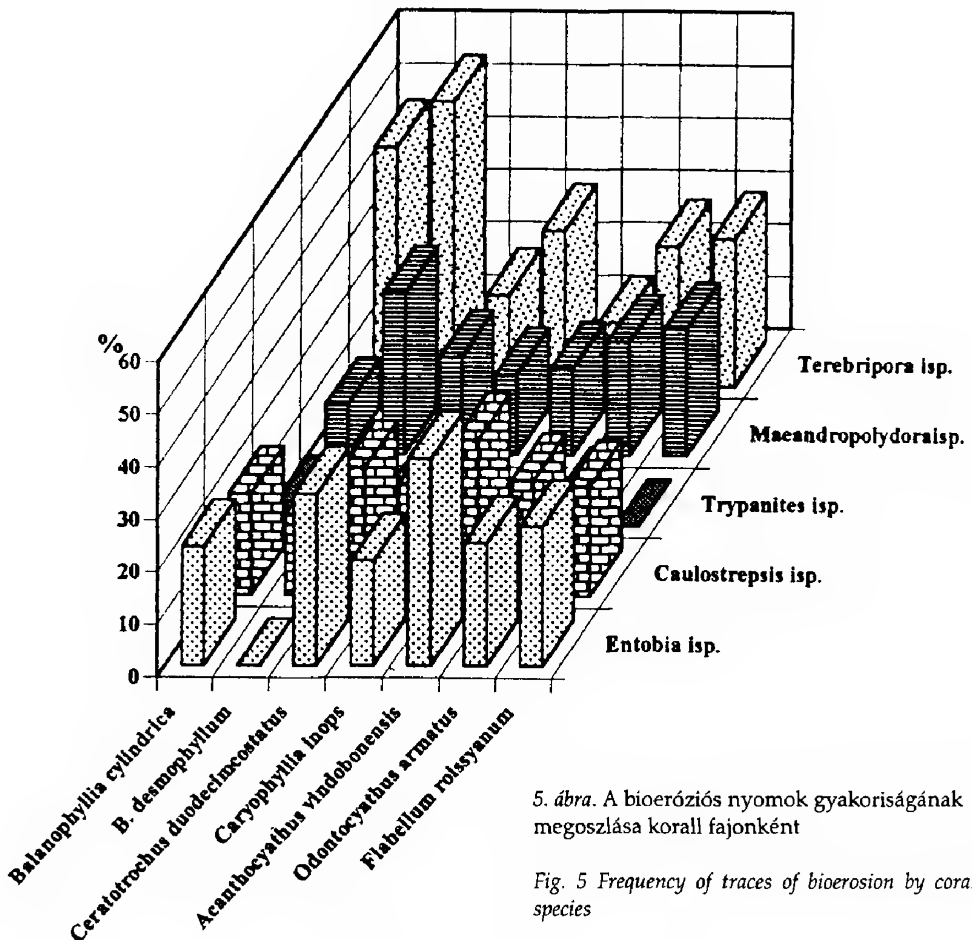
Legnagyobb gyakorisággal az Entobia ichnogenus fordul elő a korallokon. De ezek a nyomok rendkívül kis mélységig hatolnak a corallitba, mert a korallok fala vékony és nem áll rendelkezésre megfelelő tér a kifejlődésre. Így a legtöbb életnyom esetében csak az A vagy B növekedési fázis figyelhető meg.

A Terebripora életnyom-nemzetség oszlik meg legegyenletesebben a korall felszínén. A Bryozoák igen kis mélységű marásokat készítenek, így tevékenységüket a fal vastagsága nem befolyásolja számottevően.

A Caulostrepsis és Maeandropolydora ichnogenusok leggyakrabban a kehelyperem közelében figyelhetők meg.

A leggyakoribb életnyom itt az Entobia ugyan, de a legjelentősebb bioeróziós tevékenységet a férgek (Caulostrepsis ichnogenus, Maeandropolydora ichnogenus, Trypanites ichnogenus) fejtették ki, mivel ezek készítették a legnagyobb térfogatú fúrásokat.

Összefüggések figyelhetők meg a különböző bioeróziós nyomok gyakoriságának megoszlásában. Egyes bioeróziós nyomok kizárhatják egy másik előfordulását, vagy legalábbis erősen háttérbe szorítják. Így például azokon a fajokon, melyeken sok Entobia figyelhető meg, kevés a Terebripora. De ez fordítva is igaz. A *Balanophyllia desmophyllum* M. EDWADS et HAIME 1848 egyedein egyáltalán nem figyelhető meg Entobia, de mindegyiken van Terebripora. Ez a viszony megfigyelhető a *Caulostrepsis* és a *Maeandropolydora* életnyom-nemzetségek között is. Feltűnően egyenletes a bioeróziós nyomok megoszlása az *Odontocyathus armatus* (MICHELOTTI 1838) faj mészvázain. Ez arra enged következtetni, hogy az elsőként megtelepedő endolitikus élőlények a gyűrűsférgek voltak, s őket követték a marószivacsok és a mohaállatok, ugyanis sok esetben a felszakadt féregfúrások felszínén találtam Entobia vagy Terebripora életnyomokat. Az egyes korallokat vizsgálva azonban itt is kitűnt, hogy azokon a területeken, ahol a marószivacsok telepedtek meg előbb, a Bryozoák korlátozva voltak bioeróziós tevékenységükben (5. *ábra*).



5. ábra. A bioeróziós nyomok gyakoriságának megoszlása korall fajonként

Fig. 5 Frequency of traces of bioerosion by coral species

Ősföldrajzi következtetések

A bioeróziós nyomokat létrehozó élőlényeknek meghatározott ökológiai igényeik vannak, melyeket ismerve következtetni lehet a vizsgált terület őskörnyezeti viszonyaira. A korallokon megfigyelt életnyomokat marószivacsok, gyűrűsférgek és mohaállatok hozták létre.

A marószivacsok rendkívül érzékenyek az üledékképződés sebességére. Már kis mértékű üledékképződés is végzetes számukra. Gyakori előfordulásuk élénk áramlásokra utal, ami gátolta az üledékképződést (EKDALE et al. 1984).

A gyűrűsférgek szuszpenziószűrő életmódot folytatnak, így számukra is fontos, hogy áramlások legyenek a területen. Ezek az áramlások biztosítják a tengervíz állandóan magas tápanyagtartalmát. A férgek leggyakrabban élő korallok vázába fúrhattak, mert ezek környezetében volt a legtöbb oldott tápanyag (a korall szájnyílásán keresztül a tengervízbe üríti táplálékának maradványait). A Scleractiniák számára a férgek jelenléte táplálkozás szempontjából

közömbös volt (kommenzalizmus) ugyanakkor fúrásaikkal gyengítették a korallváz mechanikai ellenálló-képességét.

A mohaállatok elsősorban növekedési formájukkal utalnak a környezeti viszonyokra. A vizsgált anyagban csak életnyomaikat találtam, de nagy felületen való elhelyezkedésükből bekérgező formára következtettem, ami szintén élénk áramlásokat jelez (EKDALE et al. 1984).

A korallokon megfigyelt életnyomok közül legfontosabb környezetjelző szerepük a marószivacsok által létrehozott bioeróziós nyomoknak van. Az Entobia isp. a bioerózió mélyebb szintjét mutatja, ami a vízmélységet tekintve a szublitorális zóna középső régiójába tartozott (BÁLDI 1973). A területen élénk áramlások uralkodtak, az üledékképződés lassú, a víz pedig hűvös, oxigénben és tápanyagokban gazdag volt.

Irodalom – References

BÁLDI T. 1966: Az egri felső-oligocén rétegsor és molluszka-fauna újravizsgálata – *Földtani Közlöny* **96**, 171–194.

BÁLDI, T. 1973: *Mollusc Fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian)*.– Akadémiai Kiadó, Budapest 511. p.

BÁLDI T. 1980: A korai Paratethys története. – *Földtani Közlöny* **110**, 456–472.

BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk*. – Akadémiai Kiadó, Budapest 293. p.

BOEKSCHOTEN, G. J. 1966: Shell borings of sessile epibiontic organisms as palaeoecological guides (with examples from the Dutch coast). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **3**, 333–379.

BOUCOT, A. J. 1990: *Evolutionary Paleobiology of Behavior and Coevolution*.– Elsevier, Amsterdam, 725. p.

BROMLEY, R. G. 1970: Borings as trace fossils and Etobia cretacea Portlock, as an example. – In: CRIME, T. P. & HARPER, J. C. (Eds): Trace fossils. – *Geol. J. special Issues* **3**, 49–90.

BROMLEY, R. G. 1992: Bioerosion: Eating Rocks for Fun and Profit Trace Fossils. – Short Courses in Paleontology 5.

BROMLEY, R. G. & D`ALESSANDRO, A. 1983: Bioerosion in the Pleistocene of Southern Italy: Ichnogenera Caulostrepsis and Maeandropolydora. – *Riv. It. Paleont. Stat.* **89/2**. 283–309.

EKDALE, A. A., BROMLEY, R. G. & PEMBERTON, S. G. 1984: The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Tulsa, Oklahoma 108–141.

GÁBOR, R. 1936: *Újabb adatok Eger felső-oligocén molluszka faunájához*. – Doktori értekezés: 1–13, 43–48, + irodalom + I. és II. fényképtábla

HEGEDŰS Gy. 1962: Magyarországi oligocén korallok. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1959**. *évről* 231–261.

NEUMANN, A. C. 1966: Observation on coastal erosion in Bermuda and measurements of the borings rate of the sponge, Cliona lampa. – *Limnol. Oceanogr.* **11**, 19-28.

NOSZKY J. 1936: Az egri felső chattien molluszkafaunája. – *Ann. Mus. Nat. Hung.* **30**, 53–115.

RÖGL, F. 1998: Palaeographic Consideration for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien* **99A**, 279–310.

TASCH, P. 1975: *Paleobiology of the Invertebrates (Data Retrieval from the Fossil Record)*. – John Wiley and Sons, Inc. New York, London, Sydney, Toronto 946. p.

TELEGDI-ROTH K. 1914: Felső-oligocén fauna Magyarországból. – *Geologica Hungarica* **1**, 1–66.

A kézirat beérkezett: 2000. 03. 09.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I

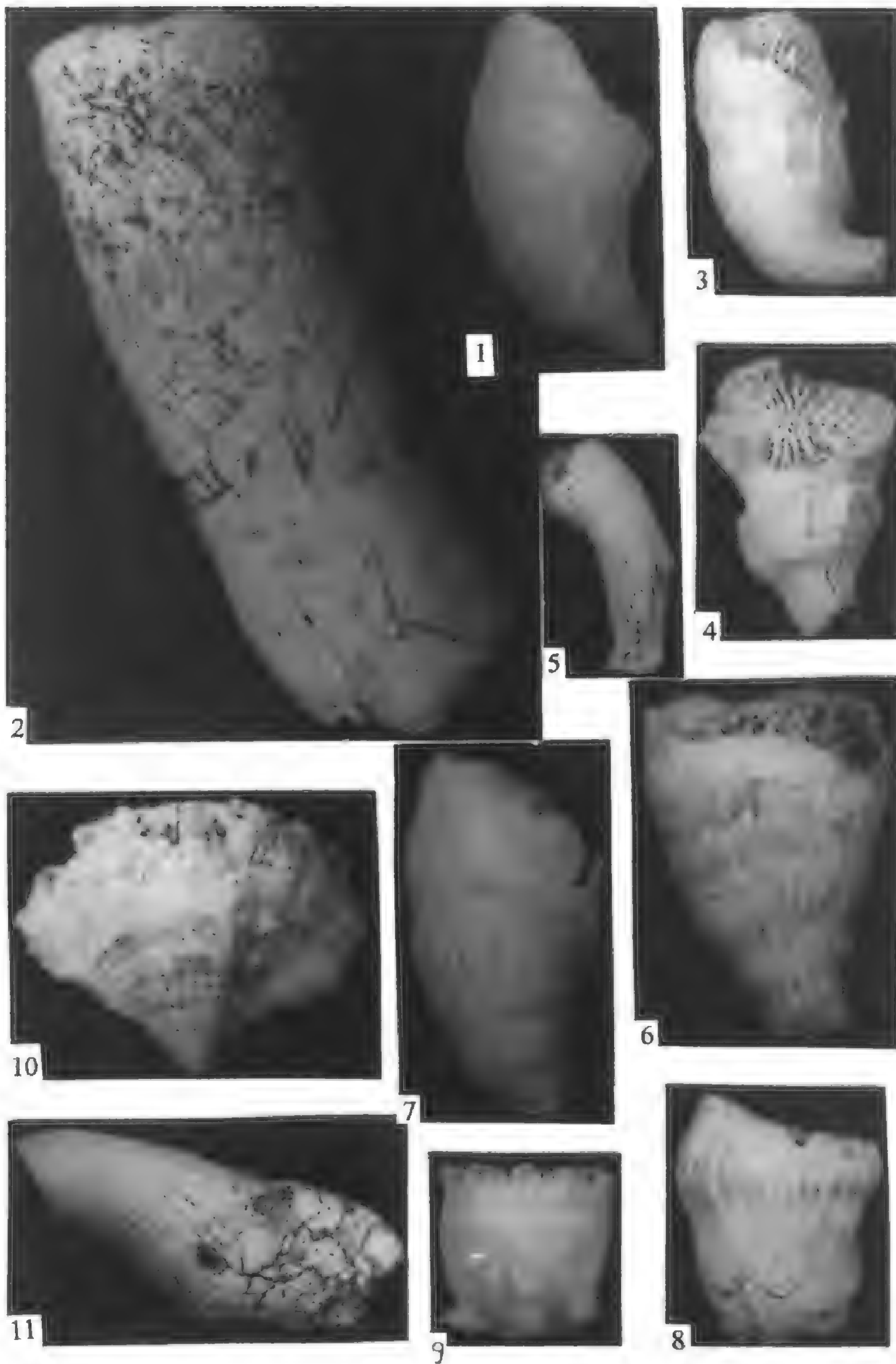
1. *Balanophyllia cylindrica* MICHELOTTI var. DUNCAN 1870 4,5x
2. *Balanophyllia desmophyllum* M. EDWARDS et. HAIME 1848 1,45x
3. *Ceratotrochus duodecimcostatus* (GOLDFUSS 1826) 2,7x
4. *Caryophyllia crassicosta* (KEFERSTEIN, 1859) 2,7x
5. *Caryophyllia gracilis* (KEFERSTEIN, 1859) 4,5x
6. *Caryophyllia inops* REUSS 1871 2,7x
7. *Acanthocyathus vindobonensis* REUSS 1871 2,7x
8. *Trochocyathus cornucopia* (MICHELOTTI, 1838) 2,7x
9. *Odontocyathus armatus* (MICHELOTTI, 1838) 2,7x
10. *Flabellum roissyanum* M. EDWARDS et. HAIME 1848 2,7x
11. *Amphihelia sismondiana* (SEQUENZA, 1864) 2,7x

II. tábla – Plate II

1. *Entobia isp.* epoxigyanta-öntvénye 2x8,75
2. *Caulostrepsis cretacea* epoxigyanta-öntvénye 0,8x8,75
3. *Maeandropolydora sulcans* epoxigyanta-öntvénye 0,8x8,75
4. *Trypanites weisei* epoxigyanta-öntvénye 1x8,75
5. *Terebripora* isp. 2x8,75

1 *Entobia* isp., epoxy cast 2x8,75
2 *Caulostrepsis cretacea*, epoxy cast 0,8x8,75
3 *Maeandropolydora sulcans*, epoxy cast 0,8x8,75
4 *Trypanites weisei*, epoxy cast 1x8,75
5 *Terebripora* isp. 2x8,75

I. tábla – Plate I



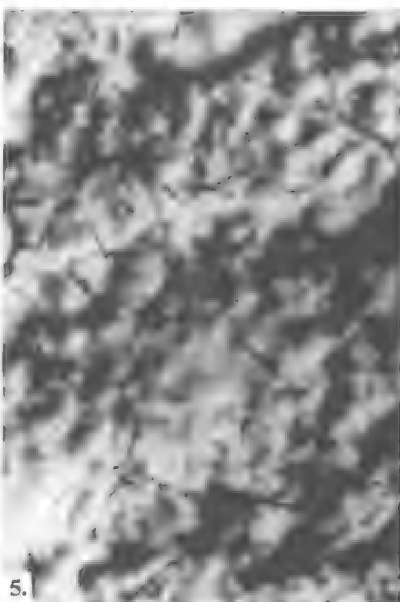
II. tábla – Plate II


1.


2.


3.


4.


5.

Földtani Közlöny 131/1–2, 197–220 (2001) Budapest

Két középső-miocén feltárás otolithjainak összehasonlító vizsgálata (Ipolydamásd, Börzsöny hegység, Bükkmogyorósd, Bükk hegység)

Investigation of the Badenian otoliths of two localities – (Ipolydamásd, Börzsöny Mountains and Bükkmogyorósd, Bükk Mountains) a comparison

BOSNAKOFF Mariann[1]

(34 ábra, 5 táblázat)

Tárgyszavak: otolith, badeni, Magyarország
Key words: otolith, Badenian, Hungary

Abstract

The results of two years of investigation are summarized in this study. 50 kg material was collected from both localities. The number of otoliths found in the limonitic sandstone of the Damásd stream valley totalled 1384. 1125 species were distinguished among them. These belong to 19 taxa. The dominance of littoral, shallow marine species can be observed in the collected material (*Gobius* sp. *Diaphus* sp. *Trisopterus* sp.). The most significant are the nectonic species (86.5 percent). According to the composition of these species it can concluded that a sub-tropical climate existed at the time of sedimentation.

In the case of Bükkmogyorósd locality, 824 otoliths were found in the fine-grained silty sandstone. Of these, 481 of them had be strongly affected by weathering. The remaining 343 specimens can be divided into 12 taxa. Deep-sea species are dominant. The proportion of pelagic taxa was 98.25 percent. The composition of species suggests a sub-tropical climate.

Comparing the two localities, it can be stated that the otoliths of Bükkmogyorósd locality are smaller and more weathered than the otoliths of the other locality. The frequency of otoliths is higher in the case of the Bükkmogyorósd locality.

Összefoglalás

Az otolithkutatás az őslénytan kevésbé művelt területe hazánkban. Magyar nyelvű szakirodalma egyáltalán nincs. E cikkben a témában folytatott két éves kutatásaim eredményeit foglaltam össze.

Mindkét lelőhelyről 50 kg mintát feldolgozva a következő eredményeket kaptam. A Damásdi-patak völgyében laza, limonitos homokkőből 1384 darab hallókő került elő. Ebből 1125 db-ot határoztam meg, ezeket 19 taxonba soroltam be. A gyűjtött anyagban a partközeli, sekélytengeri fajok dominálnak (*Gobius* sp., *Diaphus* sp., *Trisopterus* sp.). Döntő többségben vannak a nektonikus fajok (86,5%). A faji összetétel alapján szubtrópusi klímára lehet következtetni.

A bükkmogyorósdi lelőhelyről finomszemű, aleuritos homokkőből 824 darab otolithot válogattam ki. Ezeknek több mint fele (481 db) erősen koptatott. A fennmaradó 343 db hallókövet 12 fajra tudtam elkülöníteni. A gyűjtött anyagban a mélytengeri fajok dominálnak. A pelágikus fajok aránya 98,25%. A faji összetétel szubtrópusi klímára utal.

A bükkmogyorósdi lelőhelyen nagyobb az otolithok gyakorisága, koptatottabbak és méretük is kisebb, mint a Damásdi-patak völgyében gyűjtött példányoké.

[1] Eszterházy Károly Főiskola Földrajzi Tanszék, Eger, 3300 Eger, Leányka u. 6.

Bevezetés

Az otolithok a halak hallókövei, a három félkörös ívjárat alatt helyezkednek el. Alakjuk miatt alkalmasak a határozásra, ennélfogva paleoökológiai szerepük jelentős. Egy-egy otolithközösség meghatározásával következtetni lehet a vizsgált terület paleoökológiai jellemzőire (vízmélység, sótartalom, hőmérséklet).

A lelőhelyek földtani jellemzői

Mindkét kiválasztott feltárás (1. *ábra*) középső-miocén, a bádeni korszakba tartozó. A középső-miocénben ekkor szigettenger jellemezte az Északi-középhegység régióját. A partszegélyt abráziós konglomerátum és lajtamészkő jelöli ki (utóbbi Ipolydamásd közelében jelentősebb, Bükkmogyorósd környékén csak nyomokban fordul elő).

Az ipolydamásdi feltárás a Damásdi-patak völgyében található. Itt a tufitos homokkőre és lajtamészkőre sárga durvább szemű homok és finomabb szürke homok, homokkő települt (2. *ábra*), amely sekélytengeri, normál sósvízi képződmény (Csepreghyné Meznerics 1956), és a Szilágyi Agyagmárga Formációhoz tartozik (Korpás 1998).

A bükkmogyorósdi feltárás Bükkmogyorósdtól D-re 2 km-re a Csurgó-forrás közelében fekszik. Az otolithos finomszemű homokkő feküjében tufitos durvaszemű laza homokkő és márga található (3. *ábra*), formációba való besorolása még nem tisztázott.

A lelőhelyek földtani képződményeivel, ősmaradványaival számos kutató foglalkozott az utóbbi száz év során: Schréter, Majzon, Jaskó, Kutassy, Kókay, valamint Böckh (1899), Csepreghyné Meznerics (1956, 1970), Hámor (1973). Mindannyian középső-miocén üledékekről, fosszíliákról számolnak be.

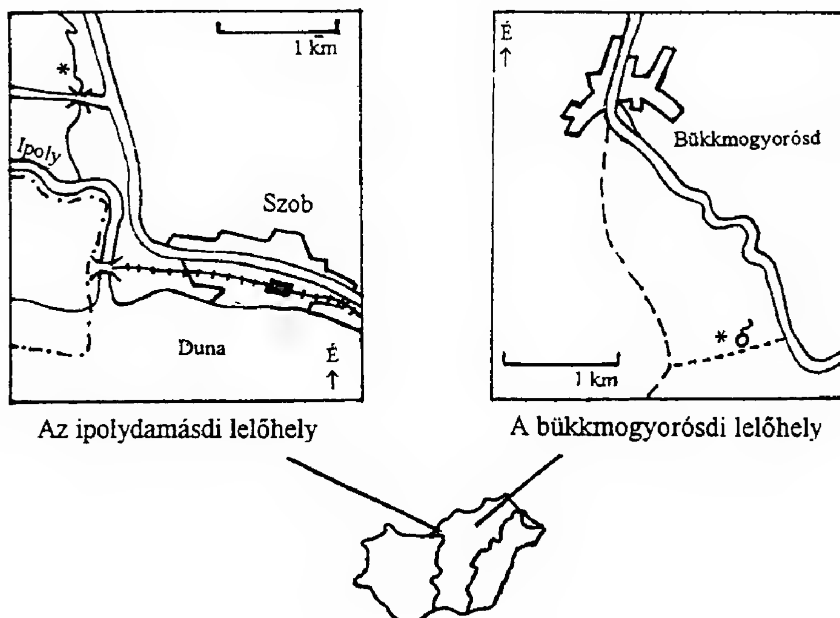
A gyűjtött anyag Ipolydamásdon a lumasellás rétegből (2. *ábra*), Bükkmogyorósdon pedig a finomszemű homokkőből (3. *ábra*) származik.

Kutatási módszerek

Mindkét lelőhelyről 50 kg üledéket gyűjtöttem, szárítottam, majd hidrogénperoxidos (H_2O_2) kezelés után 0,8 mm-es szitán keresztül iszapoltam. Az iszapolási maradékból sztereomikroszkóppal válogattam ki a hallóköveket. A határozást szakkönyvek (Nolf 1985; Radwanska 1992) és szakcikkek (Gaemers 1971; Smigielska. 1973; Brzobohaty 1989, 1990; Steurbaut & Nolf 1990; Nolf 1993, 1995; Nolf & Cavallo 1994; Nolf & Brzobohaty 1994, 1996a, b; Nolf & Marques da Silva. 1997; Nolf & Aguilera 1998; Reichenbacher 1998) segítségével végeztem.

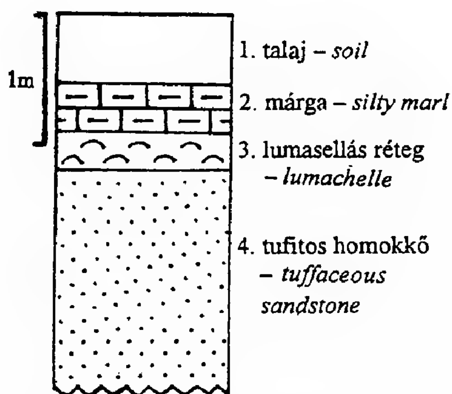
Az otolithok általános jellemzői

Az otolithok 0,5–15 mm nagyságú képletek a porcos- és csontoshalak belső fülében (4. *ábra*). Három típusuk van – a labirintus-szerv zsákszerű képleteinek megfelelően – saccularis, utricularis és lagenalis otolith. Mivel az egyensúlyozó-



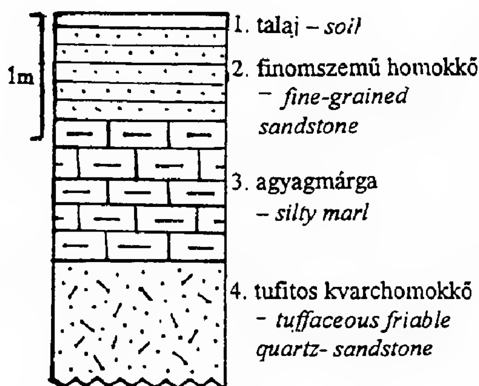
1. *ábra* A lelőhelyek földrajzi elhelyezkedése

Fig. 1 Geographical position of the localities



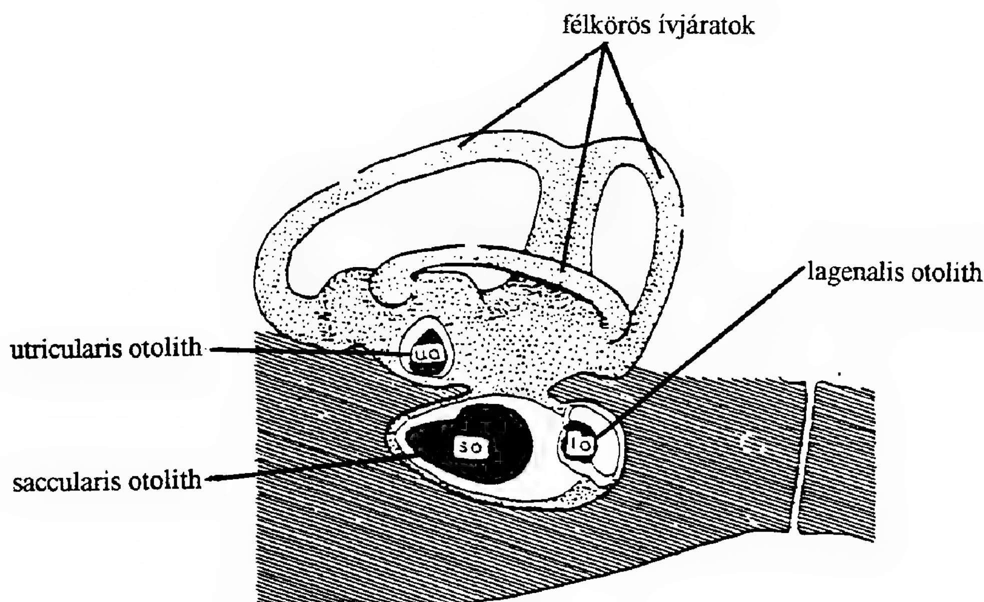
2. *ábra* Az ipolydamásdi feltárás rétegsora

Fig. 2 Sequence of the Ipolydamásd locality



3. *ábra* A bükkmogyorósdi feltárás rétegsora

Fig. 3 Sequence of the Bükkmogyorósd locality



4. ábra Az otolithok elhelyezkedése a labirintusszerv alatt

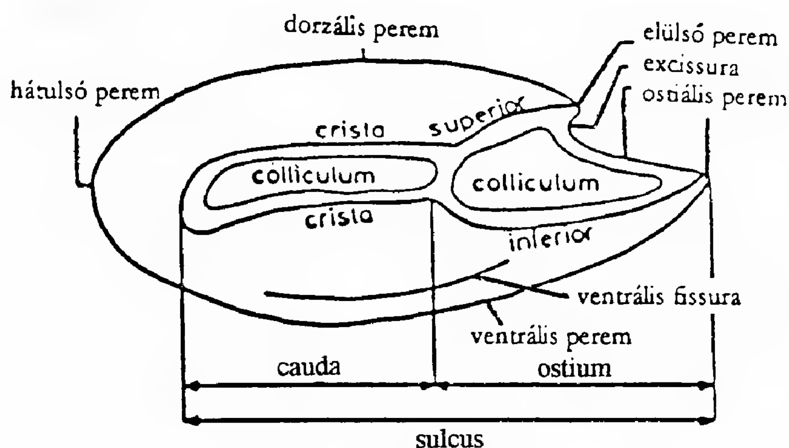
Fig. 4 Position of the otoliths under the labyrinth

szervhez kapcsolódnak, így ezek is páros képletek, mindkét oldalon kifejlődnek. Határozásra leginkább a saccularis otolith alkalmas.

Anyaguk, a kalcium-karbonát ($CaCO_3$) leggyakrabban aragonit formájában, ritkábban vateritként vagy apatitként fordul elő. E szervetlen alkotórészekkel felváltva, koncentrikus gyűrűkben rakódik le egy speciális rostos protein, az otolin. A gyűrűk éves, havi és napi periodicitást mutatnak, színük az évszaktól függően változó. Nyáron a fokozottabb kalcium-karbonát kiválás miatt világosabbak, míg a téli, fehérjében gazdagabb sávok sötétebbek.

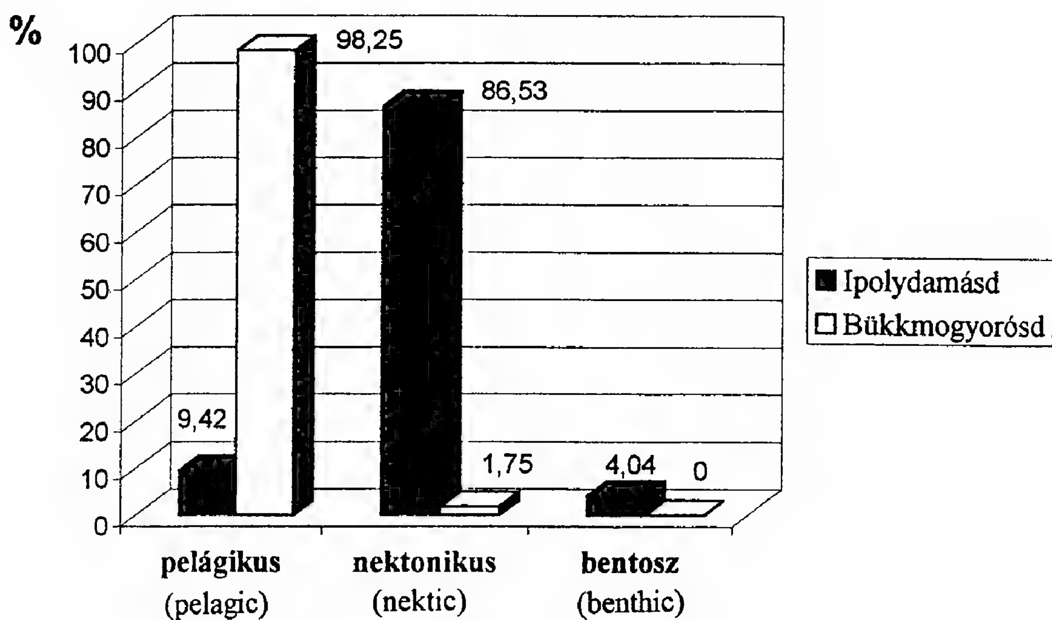
A hallókövek morfológiai megjelenése fajspecifikus. Körvonaluk jellegzetes, ventrális képleteik (sulcus, ostium, cauda, fissura, rostrum) mérete, lefutása támpont a határozáskor (*5. ábra*).

Az otolithok funkciója jelenleg még nem teljesen ismert, de az már bizonyított, hogy jelentős szerepük van az egyensúlyozásban, az oldalvonal által közvetített rezgések továbbításában és a halak izomtónusának fenntartásában (NOLF 1985).



5. ábra A hallókövek morfológiai felépítése

Fig. 5 Morphology of the otoliths



6. ábra A két lelőhely halainak életmódbeli különbségei az otolithok alapján

Fig. 6 Differences in life habit fishes of the two localities on the basis of otoliths

Taxonómiai leírás (NOLF 1985 alapján)

Rend: *Perciformes* BLEEKER, 1859
Család: *Gobiidae* BONAPARTE, 1832

A *Gobiidae* család tagjai közönségesnek mondhatók a kainozoos üledékekben, s a jelenkori tengeri faunában is 200 nemzetséggel képviselteti magát e család. A legtöbb fosszilis faj példányai vagy fiatalok, vagy erősen koptatottak, s éppen ezért kaotikus az ősléynytani anyag rendszerezése. Több okból is fontos tehát, hogy óvatosan kezeljük az e család tagjaira alapozott következtetéseket (RADWANSKA 1992).

Nemzetség: *Deltenosteus* GILL, 1864

Deltenosteus telleri (SCHUBERT, 1906)

7. ábra

1992 *Deltenosteus telleri* (SCHUBERT, 1906) – RADWANSKA, p. 283. Pl. 88.
1998 *Deltenosteus telleri* (SCHUBERT, 1906) – REICHENBACHER, p. 331. Pl. 3.

Leírása: Mint a *Gobiidae* család tagjainak nagy része, e faj is rendkívül változatos. A begyűjtött egyedek fő közös határozóbélyegei a sulcus acusticus lefutása, a fissura ventralis összeköttetése az areával az ostium felőli oldalon, illetve a dorzális perem mintázottsága. Jellemző még a rostrum és antirostrum közel azonos mérete és gyengén fejlett volta.
Lelőhely: Ipolydamásd – 8 db.
Megjegyzés: A szakirodalom szerint jelenleg egy mediterrán faunaelem, a *Deltenosteus quadrimaculatus* mutat legközelebbi rokonságot e fosszilis halfajjal, eltérés a két halfaj otolithjánál csak a poszteroventrális kiszögellés alakjában van.

Nemzetség: *Gobius* LINNAEUS, 1758

Gobius vicinalis KOKEN, 1891

8. ábra

1973 *Gobius vicinalis* KOKEN, 1891 – T. SMIGIELSKA, p. 22. Pl. III. Pl. IV.
1992 *Gobius vicinalis* KOKEN, 1891 – RADWANSKA, p. 84. Pl. 33.

Leírása: Viszonylag nagy számban előforduló, alakgazdag faj. A gyűjtött példányok más fajokhoz képest nagy méretűek, bélyegeik jól megfigyelhetők. Jellemzőjük az erőteljesen fejlett, mély sulcus acusticus, a nagy kiterjedésű area. Az egységes colliculumot jól látható crista övezi.
Lelőhely: Ipolydamásd – 856 db.

Gobius aff. *geniporus* VALENCIENNES, 1837

9. ábra

1992 *Gobius aff. geniporus* VALENCIENNES, 1837 – RADWANSKA, p. 286. Pl. 34.

Leírása: Jellegzetesen elnyúlt poszterodorzális kiszögelléssel bíró faj. A dorzális perem aszimmetrikusan konvex, a belső oldal is rendszerint konvex. A sulcus acusticus többnyire szűk lefutású. A fissura ventralis és az area jól megfigyelhető. A külső oldal díszítettsége meglehetősen szegényes.
Lelőhely: Ipolydamásd – 1 db.
Megjegyzés: A *Gobius geniporus* VALENCIENNES, 1837 jelenlegi képviselői a mediterrán halfauna tagjai.

Gobius aff. *niger* LINNAEUS, 1758

10. ábra

1973 *Gobius praetiosus* PROCZHACZKA – SMIGIELSKA, p. 23. Pl. IV.
1973 *Gobius* cf. *francofurtanus* KOKEN – SMIGIELSKA, p. 25. Pl. IV.
1992 *Gobius* aff. *niger* LINNAEUS, 1758 – RADWANSKA, p. 287. Pl. 35.
1998 *Gobius multipinnatus* (H. VON MEYER, 1852) – REICHENBACHER, p. 332. Pl. 3.

Leírása: az otolith poszterodorzális része kihajlik a külső oldal felé, a hátulsó perem így teljesen konkáv. A belső oldal enyhe konvexitást mutat. A sulcus acusticus határozottan tagolt, a cauda ovális. Az area és a fissura ventralis jól tanulmányozható.
Lelőhely: Ipolydamásd – 32 db
Megjegyzés: Jelenkori képviselői e fajnak (*Gobius niger* LINNAEUS, 1758) a mediterrán és az atlanti régióban elterjedtek, különbséget a fosszilis otolithokkal csak a sulcus acusticus szélességében mutatnak (utóbbiaké keskenyebb).

Gobius sp. 1

11. ábra

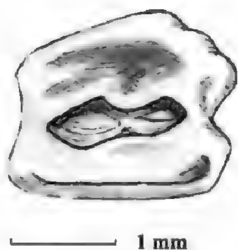
1992 *Gobius* sp.– RADWANSKA, p. 288. Pl. 34.

Leírása: Viszonylag nagyméretű otolithok szabálytalan dorzális peremmel. A sulcus acusticus széles, az ostium kicsivel hosszabb és szélesebb a caudánál. A ventrális fissura és az area területe jól megfigyelhető. A külső oldal rendszerint konvex, bár a dorzális perem felé konkáv is lehet.
Lelőhely: Ipolydamásd – 8 db.

Gobius sp. 2

12. ábra

Leírása: Kisméretű otolithok, dorzális peremük mintázott, ventrális peremük sima, konvex. Az anterior régió jellegzetes hármas tagolódást mutat. A sulcus acusticus az ostiumnál széles, a caudális rész viszont hirtelen elkeskenyedik. A ventrális fissura erőteljesen fejlett, az area jól látható.
Lelőhely: Ipolydamásd – 14 db.



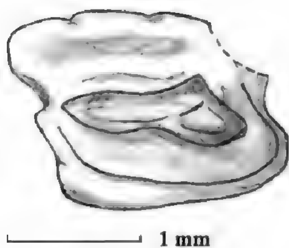
7. *ábra* *Deltenosteus telleri* (SCHUBERT, 1906) bal oldali

Fig. 7 Deltenosteus telleri (SCHUBERT, 1906) left sagitta



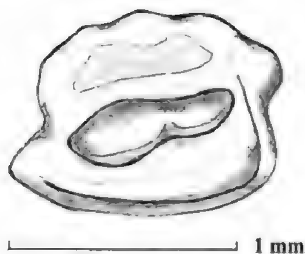
8. *ábra* *Gobius vicinalis* KOKEN, 1891 bal oldali

Fig. 8 Gobius vicinalis KOKEN, 1891 left sagitta



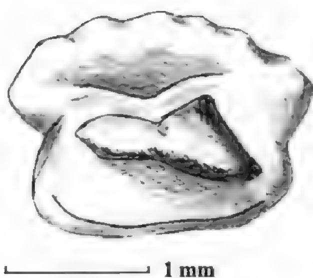
9. *ábra* *Gobius* aff. *geniporus* VALENCIENNES, 1837 bal oldali

Fig. 9 Gobius aff. geniporus VALENCIENNES, 1837 left sagitta



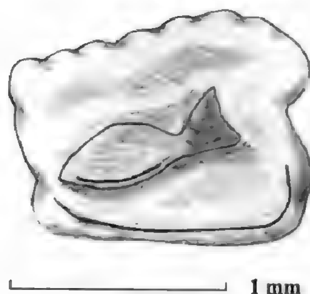
10. *ábra* *Gobius* aff. *niger* LINNAEUS, 1758 jobb oldali

Fig. 10 Gobius aff. niger LINNAEUS, 1758 right sagitta



11. *ábra* *Gobius* sp. 1 bal oldali

Fig. 11 Gobius sp. 1 left sagitta



12. *ábra* *Gobius* sp. 2 jobb oldali

Fig. 12 Gobius sp. 2 right sagitta

Gobius sp. 3

13. ábra

Leírása: A Gobius sp. 2 fajhoz nagymértékben hasonló otolithok. Legfőbb elkülönítési bélyegük az anterior régió tagolódásának hiánya, illetve elmosódása, valamint a ventrális fissura csekély fejlettsége.
Lelőhely: Ipolydamásd – 3 db.

Család: *Sparidae* BONAPARTE, 1832

A Sparidae család tagjai a kainozoikumban neritikus környezetben élt fajok. Legnagyobb számban Dél-Európa miocén atlanti területein jelentkeztek (Portugália, Franciaország) (NOLF 1985).

Alcsalád: *Sparinae* BONAPARTE, 1832
Nemzetség: *Pagellus* VALENCIENNES, 1830

Pagellus sp.

14. ábra

1992 *Pagellus* sp. – RADWANSKA, p.254., Pl. 24.

Leírása: Hosszan elnyújtott formájú otolithok szögletes körvonalakkal. A háti pereme enyhén mintázott. A poszterodorzális és poszteroventrális kiszögellések jól elkülönülnek. A rostrum elnyúlt, az antirostrum ehhez képest rövid, a két képlet egy mély barázdát fog közre. A belső oldal konvex, a sulcus acusticus bemetszett; az ostium széles, a cauda rész keskenyebb, elnyúlik egészen a fissura ventralis elvégződéséig. A külső oldal konkáv.
Lelőhely: Ipolydamásd – 7 db.
Megjegyzés: Jelenkori előfordulása a mediterráneumban regisztrálható.

Alcsalád: *Denticinae* BLEEKER, 1976
Nemzetség: *Dentex* CUVIER, 1814

Dentex gibbosus (RAFINESQUE, 1810)

15. ábra

1985 *Dentex* aff. *gibbosus* (RAFINESQUE, 1810) – NOLF, p. 88.
1992 *Dentex gibbosus* (RAFINESQUE, 1810) – RADWANSKA, p. 257 Pl. 26.

Leírása: A háti perem erősen tagolt, barázdált. A hasi perem helyenként konvex, esetleg sima lehet. Az ostium nagy és hosszú, a caudális rész szűkebb. A külső oldal konkáv. A recens és fosszilis otolithok nagymértékben hasonlítanak egymásra.
Lelőhely: Ipolydamásd –1 db.
Megjegyzés: A jelenkoriak mediterrán területen élnek.

Család: *Carangidae* RAFINESQUE, 1815

E család nagy számú recens képviselőjével ellentétben csak kevés fosszilis otolith került elő, ami feltehetőleg a pelágikus életmód következménye.

Nemzetség: *Trachurus* RAFINESQUE, 1810

Trachurus elegans JONET, 1973

16. ábra

1992 *Trachurus elegans* JONET, 1973 – RADWANSKA, p. 240. Pl. 20.

Leírása: Hosszúkás, elnyúlt otolithok erőteljes rostrummal, kicsiny antirostrummal; az ostium rövid a cauda hosszú, a sulcus acusticus mély. A peremek finoman mintázottak.
Lelőhely: Ipolydamásd – 3 db.
Megjegyzés: Alakja jelenkori rokon fajától, a *Trachurus miosensis*től (NOLF & STEURBAUT, 1979) csak kis mértékben tér el. Utóbbi jóval nyújtottabb, s magassága kisebb.

Család: *Emmelichthyidae* JORDAN, 1923
Nemzetség: *Spicara* RAFINESQUE, 1810

Spicara smaris (LINNAEUS, 1758)

17. ábra

1992 *Spicara smaris* (LINNAEUS, 1758) – RADWANSKA, p. 241. Pl. 20.

Leírása: Az otolith viszonylag vékony, ötszögletű körvonallal. A peremek többnyire mintázottak. Az elülső perem határozott hármas tagolódású; jól megfigyelhető az excissura, a rostrum és az antirostrum. Az ostium ovális, a cauda hosszú.
Lelőhely: Ipolydamásd – 51 db.
Megjegyzés: A faj jelenlegi képviselői a mediterrán tengerek lakói, otolithjuk kissé nyújtottabb, mint ősi rokonaiké.

Rend: *Gadiformes* GOODRICH, 1909
Család: *Gadidae* RAFINESQUE, 1810

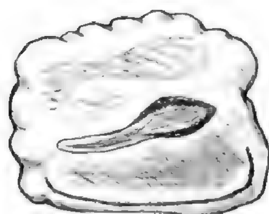
A Gadidae család tagjai tipikusan boreális elterjedésű fajok, a hideg és mérsékelt hőmérsékletű vizek lakói. Képviselői nagyobb számban kerültek elő Kalifornia, Észak-Kaukázus, Japán, Észak-Amerika területéről (NOLF 1985).

Alcsalád: *Gadinae* RAFINESQUE, 1810
Nemzetség: *Trisopterus* RAFINESQUE, 1814

Trisopterus sculptus (KOKEN, 1891)

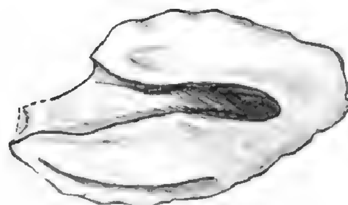
18. ábra

1971 *Trisopterus friedbergi* (CHAINE & DUVERGIER, 1928) nov. comb. – GAEMERS, p. 242. Pl. I. V. VI.



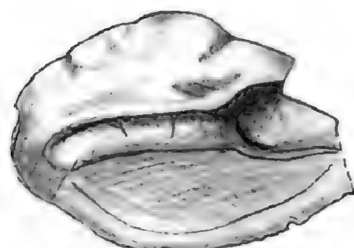
13. ábra Gobius sp. 3 jobb oldali

Fig. 13 Gobius sp. 3 right sagitta



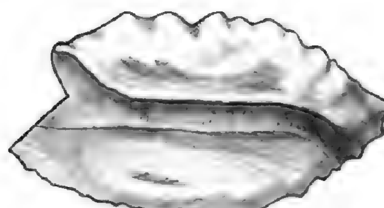
14. ábra Pagellus sp. jobb oldali

Fig. 14 Pagellus sp. right sagitta



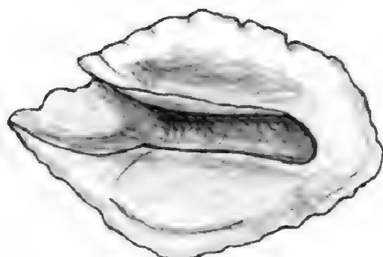
15. ábra Dentex gibbosus (RAFINESQUE, 1810) bal oldali

Fig. 15 Dentex gibbosus (RAFINESQUE, 1810) left sagitta



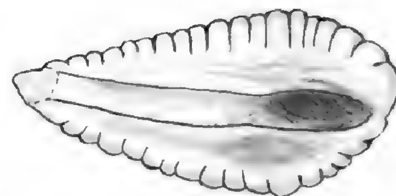
16. ábra Trachurus elegans JONET, 1973 jobb oldali

Fig. 16 Trachurus elegans JONET, 1973 right sagitta



17. ábra Spicara smaris (LINNAEUS, 1758) jobb oldali

Fig. 17 Spicara smaris (LINNAEUS, 1758) right sagitta



18. ábra Trisopterus sculptus (KOKEN, 1891) jobb oldali

Fig. 18 Trisopterus sculptus (KOKEN, 1891) right ***sagitta***

1985 *Trisopterus sculptus* (KOKEN, 1891) – NOLF, p. 62.
1992 *Trisopterus sculptus* (KOKEN, 1891) – RADWANSKA, p. 199. Pl. 10.

Leírása: Hosszúkás, csepp alakú otolithok, szélük finoman mintázott. Rostrumuk és antirostrumuk nincs elkülönítve, s a talált példányok jelentős része sérült. A sulcus acusticus az otolith teljes belső oldalán végighúzódik, az ostium közel kétszer akkora, mint a cauda.
Lelőhely: Ipolydamásd – 63 db.
Megjegyzés: Jelenleg a *Trisopterus sculptus* név általánosan elfogadott. Európából több miocén lelőhelyről előkerült már (Lengyelország, Németország, Belgium, Portugália).

Alcsalád: *Latinae* BONAPARTE, 1832
Nemzetség: *Gaidropsarus* RAFINESQUE, 1810

Gaidropsarus acuticaudatus GAEMERS, 1973

19. ábra

1992 *Gaidropsarus acuticaudatus* GAEMERS, 1973 – RADWANSKA, p. 194. Pl. 8.

Leírása: Vékony, megnyúlt otolithok. A dorzális perem sima, vagy kissé mintázott. A ventrális perem is sima. A rostrum lekerekített, az antirostrum hiányzik. A sulcus acusticus széles és sekély. Az ovális ostium kétszer hosszabb a caudánál. A belső oldal konvex, a külső oldal konkáv, a dorzális perem felé gumós.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 2 db

Család: *Moridae* GOODE & BEAN, 1896
Nemzetség: *Physculus* KAUP, 1858

Physculus sp.

20. ábra

Leírása: Kevéssé ismert taxonról van szó, példányai ritkák, viszont közeli rokonságot mutatnak a recens *Physculus hulloti* POLL, 1953 fajjal. Az otolithok alakja eltér a megszokottól, nehezen különíthető el részeire. Külső oldala erősen domború, enyhén tagolt. A sulcus acusticus alig ismerhető fel, ezt nehezíti a példány sérültsége.
Lelőhely: Ipolydamásd – 1 db.

Rend: *Myctophiformes* REGAN, 1911
Család: *Myctophidae* GILL, 1893

A Myctophidae család nagyszámú jelenkori képviselői a mély óceáni területeket részesítik előnyben, de tudjuk, fosszilis rokonaik inkább sekélyebb vízben éltek, melynek közvetlen összeköttetése volt a nyílt óceánnal.

A fosszilis fajok rendszerezése még vita tárgya. Ez részben adódik az otolithok rossz megtartásából, illetve a nagyszámú juvenilis példányok határozhatatlanságából, valamint a jelenkorba mutató rokonságuk szegénységéből és nagyfokú változékonyságukból (RADWANSKA 1992).

Nemzetség: *Diaphus* EINGENMANN & EINGENMANN, 1890

A tanulmányozott otolithok jelentős része a *Diaphus* nemzetség jegyeit mutatja, de a genus szint alatt nehéz besorolni őket.

Diaphus cahuzaci STEURBAUT, 1979

21. ábra

1992 *Diaphus cahuzaci* STEURBAUT, 1979 – RADWANSKA, p. 177. Pl. 4.

Leírása: Íves körvonalú, kisméretű otolithok, jellegzetes poszterodorzális kiszögellésekkel, a ventrális peremen néhány fogacskával. A rostrum rövid, az antirostrum hangsúlyozott, az excissura széles, nem túl mély. A belső oldal enyhén konvex. A sulcus acusticus széles, a ostium a cauda kétszerese. A colliculumok jól körülhatárolhatóak. A külső oldal erősen konvex.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 17 db.

Diaphus debilis (KOKEN, 1891)

22. ábra

1971 *Myctophum debile* (KOKEN, 1891) – GAEMERS, p. 241. Pl. 1., Pl. IV.
1985 *Diaphus debilis* (KOKEN, 1891) – NOLF, p. 55.
1992 *Diaphus debilis* (KOKEN, 1891) – RADWANSKA, p. 178., Pl. 5.

Leírása: E faj elkülönítése bonyolult. Ennek leginkább a fajon belüli változatosság az oka – az otolithoknak nem csak a sulcus acusticusa ölthet többféle formát, de még a körvonala sem általánosítható.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 18 db; Ipolydamásd – 4 db.

Diaphus poignantae STEURBAUT, 1979

23. ábra

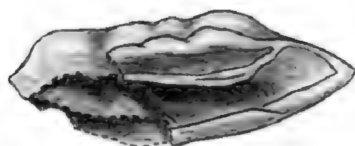
1985 *Diaphus piognantae* STEURBAUT, 1979 – NOLF, p. 55. Fig. 47.

Leírása: Ovális alakú otolithok, a dorzális és ventrális perem enyhén tagolt. A sulcus acusticus mély, az ostium és a cauda jól elkülöníthető. A ventrális fissura gyengén fejlett. A rostrum háromszorosa az antirostrumnak.
Lelőhely: Ipolydamásd – 1 db.



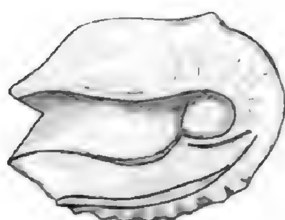
19. *ábra Gaidropsarus acuticaudatus* GAEMERS, 1973 bal oldali

Fig. 19 Gaidropsarus acuticaudatus GAEMERS, *1973 left sagitta*



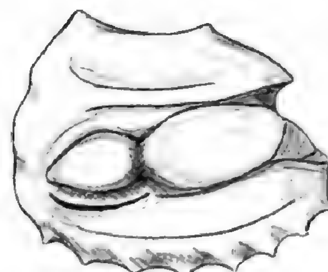
20. *ábra Physculus* sp. bal oldali

Fig. 20 Physculus sp. left sagitta



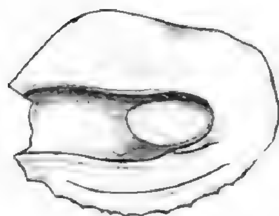
21. *ábra Diaphus cahuzaci* STEURBAUT, 1979 jobb oldali

Fig. 21 Diaphus cahuzaci STEURBAUT, *1979 right sagitta*



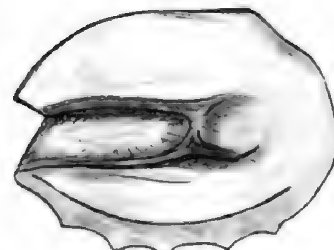
22. *ábra Diaphus debilis* (KOKEN, 1891) bal oldali

Fig. 22 Diaphus debilis (KOKEN, *1891) left sagitta*



23. *ábra Diaphus poignantae* STEURBAUT, 1979 jobb oldali

Fig. 23 Diaphus poignantae STEURBAUT, *1979 right sagitta*



24. *ábra Diaphus* sp. 1 jobb oldali

Fig. 24 Diaphus sp. 1 right sagitta

Diaphus sp. 1

24. ábra

1992 *Diaphus* sp. 1 – RADWANSKA, p. 180. Pl. 5.

Leírása: Ovális körvonalú otolithok, jól elkülöníthető poszterodorzális kiszögelléssel. A rostrum alig hosszabb az antirostrumnál, az excissura sekély. A ventrális perem fogazott. A belső oldal enyhén konvex, a sulcus acusticus széles, az ostium kétszer akkora, mint a cauda. A colliculumok a gyűjtött anyag jelentős részénél megfelelően elkülöníthetők. A külső oldal konvex.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 98 db; Ipolydamásd – 38 db.
Megjegyzés: A szakirodalom szerint e faj legközelebbi recens rokonai a *Diaphus dumerili* (BLEEKER, 1856) és a *Diaphus jenseni* (TAANING, 1932) fajok.

Diaphus sp. 2

25. ábra

1992 *Diaphus* sp. 2 – RADWANSKA, p. 181. Pl. 5.

Leírása: Többé-kevésbé kör alakú otolithok, a ventrális perem fogacskákkal tagolt. A rostrum kicsit hosszabb az antirostrumnál, az excissura mély. A sulcus acusticus széles, a belső oldal enyhén konvex.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 165 db; Ipolydamásd – 16 db.

Diaphus sp. 3

26. ábra

Leírása: Milliméternyi, ovális körvonalú otolithok. A ventrális perem erőteljesen fogazott, a sulcus acusticus nem túl széles, az ostium közel háromszorosa a caudának. A rostrum rövid, az antirostrum jellegzetesen kiemelt.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 18 db.

Diaphus sp. 4

27. ábra

Leírása: Ovális kör alakú otolithok, a nemzetségre jellemző fogacskákkal a ventrális peremen, illetve a többi fajtól eltérően finoman mintázott dorzális széllel. A rostrum kétszerese az antirostrumnak, az excissura mély. A sulcus acusticus keskeny, az ostium alig nagyobb a caudánál, a colliculumok jól elkülöníthetők.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 5 db.

Diaphus sp. 5

28. ábra

1992 *Diaphus* sp. 3 – RADWANSKA, p. 181. Pl. 6.

Leírása: Közel kör alakú, kissé elnyújtott otolithok, jól megfigyelhető poszterodorzális kiszögelléssel. A rostrum nagyobb az antirostrumnál, az excissura mély. A ventrális perem nagyobb fogacskákkal tagolt. A belső oldal többnyire lapos. Az ostium ovális és kétszerese a caudának. A colliculumok jól körülhatárolhatók, de a caudális crista superior kevésbé látható.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 7 db.

Genus: *Lampadena* GOODE & BEAN, 1896

Lampadena gracile (SCHUBERT, 1912)

29. ábra

1992 *Lampadena* aff. *dea* FRASER & BRUNNER, 1949 – RADWANSKA, p. 185.
1996 *Lampadea gracile* (SCHUBERT, 1912) – NOLF & BRZOBOHATY, p. 158. Pl. 4.

Leírása: Elnyújtott, szabálytalan alakú otolithok. A dorzális perem mintázott, a poszterodozális kiszögellés erőteljes. A ventrális peremet számos apró fogacska tagolja. A rostrum közel kétszer akkora, mint az antirostrum, az excissura mély. Az ostium a cauda másfélszerese.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 2 db.
Megjegyzés: Jelenlegi legközelebbi rokonsága a *Lampadena dea* FRASER & BRUNNER, 1949, a mediterrán területek faunaeleme.

Lampadena sp. 1

30. ábra

Leírása: A *Lampadena gracile* (SCHUBERT, 1912) fajnál nagyobb, zömökebb otolithok, erőteljesebben tagolt ventrális széllel. Rostruma kétszerese az antirostrumnak, excissurája mély. A sulcus acusticus széles, az ostium kétszerese a caudának. A ventrális fissura az előző fajjal ellentétben jól megfigyelhető.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 7 db.

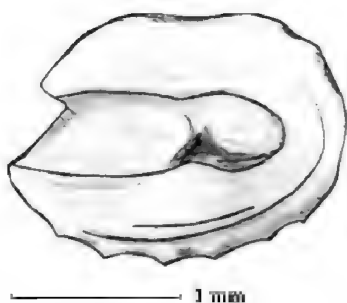
Család: *Steindachneriiadae*
Nemzetség: *Steindachneria*

Steindachneria sp.

31. ábra

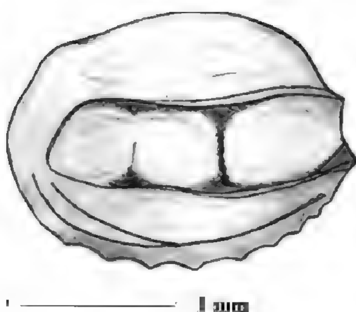
1998 *Steindachneria* sp. – NOLF & AGUILERA, p. 239., Pl. 6.

Leírása: Erősen erodált otolithok elnyúlt, ovális körvonallal. Jellegzetesnek mondható képletek a colliculumok, illetve a közéjük ékelődő collum.



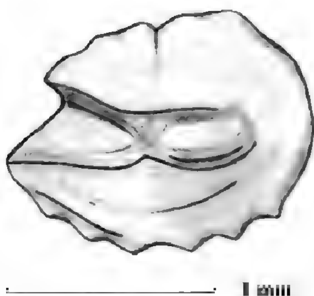
25. *ábra Diaphus* sp. 2 jobb oldali

Fig. 25 Diaphus sp. 2 right sagitta



26. *ábra Diaphus* sp. 3 bal oldali

Fig. 26 Diaphus sp. 3 left sagitta



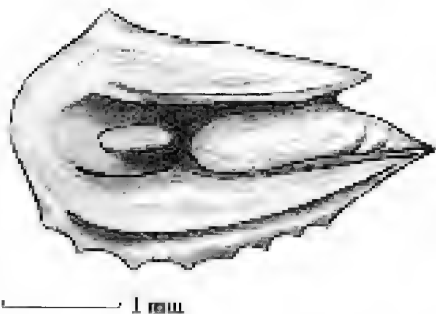
27. *ábra Diaphus* sp. 4 jobb oldali

Fig. 27 Diaphus sp. 4 right sagitta



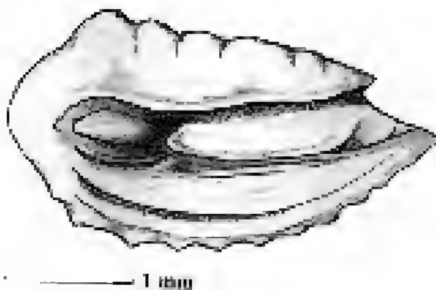
28. *ábra Diaphus* sp. 5 jobb oldali

Fig. 28 Diaphus sp. 5 right sagitta



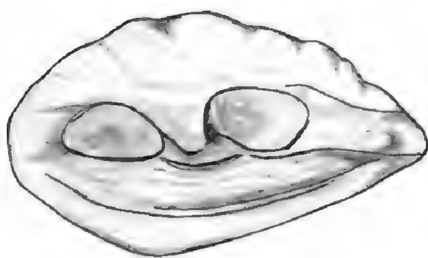
29. *ábra Lampadena gracile* (SCHUBERT, 1912) bal oldali

Fig. 29 Lampadena gracile (SCHUBERT, 1912) left sagitta



30. *ábra Lampadena* sp. bal oldali

Fig. 30 Lampadena sp. left sagitta



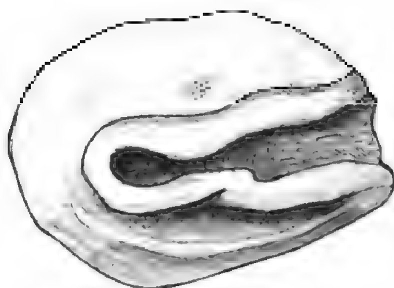
31. ábra *Steindachneria* sp. bal oldali

Fig. 31 Steindachneria sp. left sagitta



32. ábra *Antigonia* sp. jobb oldali

Fig. 32 Antigonia sp. right sagitta



33. ábra *Arnoglossus* sp. bal oldali

Fig. 33 Arnoglossus sp. left sagitta



34. ábra *Scorpaena* sp. bal oldali

Fig. 34 Scorpaena sp. left sagitta

Lelőhely: Bükkmogyorósd – 3 db.
Megjegyzés: A *Steindachnenia orgentea* (GOODE & BEAN, 1896) jelenkori tipikus fajtól a fosszilis példányok eltérnek, sokkal nyúltabbak. E recens fajt a Karib-tenger térségéből regisztrálták. Legnagyobb számban 400–500 m-es mélységben él.

Rend: *Zeiformes* REGAN, 1909
Család: *Caproidae* LÖWE, 1844
Nemzetség: *Antigonia* LÖWE, 1843

Antigonia sp.

32. ábra

1992 *Antigonia* sp. – RADWANSKA, p. 224. Pl. 14.

Leírása: Különleges, rombusz alakú otolithok a dorzális peremen csekély mintázattal. A sulcus acusticus jellegzetes formájú; a caudális rész keskeny,

hosszan elnyúló, mély, az ostium hirtelen kiszélesedő, harmadakkora, mint a cauda, és egy mély excissurában végződik el a rostrum és antirostrum között, melyek nagyjából egyforma nagyságúak.
Lelőhely: Bükkmogyorósd – 1 db.

Rend: *Pleuronectiformes* BLEEKER, 1859
Alrend: *Pleuronectoidei* BLEEKER, 1859
Család: *Bothidae* JORDAN, 1923
Nemzetség: *Arnoglossus* BLEEKER, 1862

Arnoglossus sp.

33. ábra

1992 *Arnoglossus* sp. 2 – RADWANSKA, p. 299. Pl. 38.

Leírása: Kissé szögletes körvonalú otolithok, mind az antero-, mind a poszterodozális kiszögellés jól látható. Az anterior peremen rövid rostrum is megfigyelhető. A külső és belső oldal egyaránt konvex. A sulcus acusticus határozottan tagolt. Az ostium kétszerese a caudának.
Lelőhely: Ipolydamásd – 10 db.

Rend: *Scorpaeniformes* GARMAN, 1899
Alrend: *Scorpaenoidei* GARMAN, 1899
Család: *Scorpaenidae* RISSO, 1826

A *Scorpaenidae* család recens faunában betöltött jelentős szerepének ellenére a fosszilis üledékekből csak nagyon ritkán kerülnek elő tagjai. Nehezíti a problémát, hogy míg a recens fajok kavicsos, sziklás tengeraljzaton élnek, addig a fosszilis rokonaik maradványai többnyire homokos, agyagos üledékekben találhatóak (NOLF 1985).

Nemzetség: *Scorpaena* LINNAEUS, 1758

Scorpaena sp.

34. ábra

1992 *Scorpanea* sp. – RADWANSKA, p. 226. Pl. 16.

Leírása: Elnyújtott ovális körvonalú otolith, peremei simák. Az anterior perem sekély excissurára és egy élesen elvégződő rostrumra tagolódik. A belső oldal konvex, a külső konkáv. A sulcus acusticus keskeny; szélesebb, hosszú ostiumra és kissé rövidebb, keskenyebb caudára tagolható. Az area nem kifejezett.
Lelőhely: Ipolydamásd – 1 db

I. táblázat – Table I

A két lelőhely közös otolith listája

Joint list of otoliths of the localities

	Faj neve	ID	BM
1.	Antigonia sp.	–	1
2.	Arnoglossus sp.	10	–
3.	Deltenosteus telleri (SCHUBERT, 1906)	8	–
4.	Dentex gibbosus (RAFINESQUE, 1810)	1	–
5.	Diaphus cahuzaci STEURBAUT, 1979	–	17
6.	Diaphus debilis (KOKEN, 1891)	4	18
7.	Diaphus poignantae STEURBAUT, 1979	1	–
8.	Diaphus sp. 1	38	98
9	Diaphus sp. 2	16	165
10.	Diaphus sp. 3	–	18
11.	Diaphus sp. 4	–	5
12.	Diaphus sp. 5	–	7
13.	Gaidropsarus acuticaudatus GAEMERS, 1973	–	2
14.	Gobius aff. geniporus LINNAEUS, 1758	1	–
15.	Gobius aff. niger VALENCIENNES, 1837	32	–
16.	Gobius vicinalis KOKEN, 1891	856	–
17.	Gobius sp.	10	–
18.	Gobius sp.	14	–
19.	Gobius sp.	3	–
20.	Lampadena gracile SCHUBERT, 1912	–	2
21.	Lampadena sp.	–	7
22.	Pagellus sp.	7	–
23.	Physculus sp.	6	–
24.	Scorpaena sp.	1	–
25.	Spicara smaris (LINNAEUS, 1758)	51	–
26.	Steindachneria sp.	–	3
27.	Trachurus elegans JONET, 1973	3	–
28.	Trisopterus sculptus (KOKEN, 1891)	63	–
	Összesen:	1125	343

ID: Az ipolydamásdi feltárás határozott otolithjainak száma (db)
Number of determined otoliths, Ipolydamásd (pc)

BM: A bükkmogyorósdi feltárás határozott otolithjainak száma (db)
Number of determined otoliths, Bükkmogyorósd (pc)

Kutatási eredmények, megfigyelések

Ipolydamásdon a gyűjtött 1384 darabból 1125 db példányt vizsgáltam meg, ezeket 19 fajba soroltam be (*I. táblázat*). A feltárás legjelentősebb nemzetsége a *Gobius* LINNAEUS, 1758 (81%), meghatározó még a *Trisopterus sculptus* (KOKEN, 1891), illetve a *Diaphus* EINGENMANN & EINGENMANN, 1890 jelenléte. Elterjedésüket tekintve az atlanti fajok dominálnak (92,3 %), (*II. táblázat*). A hallókövek gyengén koptatottak.

Néhány különleges példányt is találtam: két patológiás elváltozást mutató, ún. otoconiás otolithot, valamint bioeróziós tevékenység nyomait is felfedeztem egy példányon, mely feltehetőleg gombától származik.

II. táblázat – Table II

Az ipolydamásdi lelőhely otolithjainak jellemzői

Characteristic features of the otoliths collected at Ipolydamásd

Nemzetség Genus	FÖLDRAJZI ELTERJEDÉS Geographical distribution		ÉGHAJLATI ÖV Climatic zone				VÍZMÉLYSÉG Depth of water					ÉLETMÓD Mode of life		
	K	A	T	Mel	Mér	H	B	L	S	M	Ó	Ben	Nek	Pel
Diaphus	+		+	+	+						+			+
Gobius		+	+	+	+			+	(+)			+	+	
Trisopterus		+		+	+	+		+	+				+	
Trachurus	+		+	+	+			+	+		+			+
Spicara		+	+	+	+			+	+				+	
Dentex		+	+	+				+	+				+	
Deltenosteus		+		+				+				+		
Pagellus	+		+	+	+			+	+				+	
Physculus	+		+	+				+		+		+		
Scorpaena	+		+	+				+	+	+		+		
Arnoglossus	+		+	+	+			+		+		+		

K=kozmopolita (cosmopolitic) **A**=atlantikus (atlantic)
T=trópusi (tropical) **Mel**=meleg (warm) **Mér**=mérsékelt (moderate) **H**=hideg (cool)
B=brakkvíz (brackish) **L**=litorális (littoral) **S**=sekélytengeri (neritic) **M**=mélytengeri (bathyal)
Ó=óceáni (open oceanic waters)
Ben=bentoszi (benthic) **Nek**=nektonikus (nektic) **Pel**=pelágikus (pelagic)

A bükkmogyorósdi üledék 343 vizsgált példányát 12 fajba tudtam besorolni. Legnagyobb egyedszámmal a *Diaphus* EINGENMANN & EINGENMANN, 1890 nemzetség képviselteti magát (95,6%). Feltűnő a fiatal és koptatott példányok tömeges előfordulása (58,3%). A bükkmogyorósdi fajok jelentős hányada (98,5 %) kozmopolita (*III. táblázat*).

A két fauna összetételéből kiszámított százalékos hasonlóság: 8,41%, a Jaccard-féle index: 0,103. Ezek az értékek a három közös Diaphus-fajnak (*Diaphus debilis* (KOKEN, 1891) *Diaphus* sp. 1, *Diaphus* sp. 2) köszönhetőek.

III. táblázat – Table III

A bükkmogyorósdi lelőhely otolithjainak jellemzői

Characteristic features of the otoliths collected at Bükkmogyorósd

Nemzetség Genus	**FÖLDRAJZI ELTERJEDÉS** Geographical distribution		**ÉGHAJLATI ÖV** Climatic zone				**VÍZMÉLYSÉG** Depth of water					**ÉLETMÓD** Mode of life		
	K	A	T	Mel	Mérs	H	B	L	S	M	Ó	Ben	Nek	Pel
Antigonia	+		+						+		+		+	
Diaphus	+		+	+	+						+			+
Gaidropsarus		+		+	+			+	+				+	
Lampadena	+		+	+	+						+			+
Steindachneria		+	+	+				+	+				+	

K=kozmopolita (cosmopolitic) **A**=atlantikus (atlantic)
T=trópusi (tropical) **Mel**=meleg (warm) **Mérs**=mérsékelt (moderate) **H**=hideg (cool)
B=brakkvíz (brackish) **L**=litorális (littoral) **S**=sekélytengeri (neritic) **M**=mélytengeri (bathyal)
Ó=óceáni (open oceanic waters)
Ben=bentoszi (benthic) **Nek**=nektonikus (nektic) **Pel**=pelágikus (pelagic)

Következtetések

A fajok recens rokonainak ökológiai igényeit alapul véve kiderül, hogy mindkét területen szubtrópusi–mediterrán klíma uralkodott. Vízmélységet tekintve kisebb eltérések álltak fenn: az ipolydamásdi terület szublitorális-sekélytengeri régióhoz tartozott (*IV. táblázat*) – ezt az életmódbeli különbségek is alátámasztják (*6. ábra*). A partszegélyt a lajtamészkő jelzi (Zebegény, Bőszobi-kőfejtő; Letkés). Ipolydamásdon a szállítódás kismértékű lehetett, mivel az itt talált hallókövek többnyire épek, gyengén koptatottak, illetve bentosz életmódú fajok is előfordulnak.

Bükkmogyorósdon ezzel szemben a tenger mélyebb volt, erre utal a nektonikus fajok jelenléte. A bentosz fajok hiánya is a helyben fosszilizálódás lehetősége ellen szól. A kozmopoliták nagy aránya nagyobb víztömeggel való összeköttetést feltételez (*V. táblázat*).

A fiatal és koptatott példányok nagyszámú jelenlétére az lehet a magyarázat, hogy a *Diaphus* EINGENMANN & EINGENMANN, 1890 nemzetség tagjai a kisebb példányszámmal és kifejlett egyedekkel előforduló *Lampadena* GOODE & BEAN, 1896 nemzetség fajai számára szolgálhattak táplálékul.

Az atlanti és kozmopolita fajok ellentétes dominanciája a két lelőhelyen megengedi azt a következtetést, hogy akár két különböző tenger öble lehetett a két terület. Míg az ipolydamásdi rész inkább Ny felé volt nyitott, addig a bükkmogyorósdi terület inkább az indopacifikus régióval tartott kapcsolatot.

IV. táblázat – Table IV

Mindkét lelőhely otolithjainak sótartalom és vízmélység szerinti megoszlása

Distribution of otoliths according to water depth and salinity

Nemzetség Genus	**brakkvíz** brackish (0-50 m)	**litorális régió** littoral (50-200 m)	**sekélytenger** neritic (200-2000 m)	**mélytenger** bathyal (2000m -)	**nyílt óceán** open oceanic waters
ipolydamásdi otolithok:					
Diaphus					———→
Gobius	———	– – – – →			
Trisopterus	———	———→			
Trachurus	———	———→			
Spicara	———	———→			
Dentex	———	———→			
Deltenosteus	———→				
Pagellus	———	———→			
Physculus	———	– – – –	———→		
Scorpaena	———	———	———→		
Arnoglossus	———	– – – –	———→		
bükkmogyorósdi otolithok:					
Diaphus					———→
Lampadena					———→
Antigonia			———	– – – –	———→
Gaidropsarus	———	———→			
Steindachneria	———	———→			

Irodalom

BÖCKH H. 1899: Nagy-Maros környékének földtani viszonyai. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **13**, 1–57.

BRZOBOHATY, R. 1989: Die untermiozäne Otolihenfauna von Maigen bei Eggenburg, Niederösterreich. – *Ann. Naturhist. Mus., Wien*, **90**, 21–47.

BRZOBOHATY, R. 1990: Paleogeographic Aspects of the Study of Otolith Faunas in the Miocene Basins of the Central Paratethys. – Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, Festive Volume, 244–245.

CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. 1956: A szobi és letkési puhatestű fauna – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **45/2**, 363–477.

CSEPREGHYNÉ MEZNERICS, I. 1970: La faune tortonienne - inferieure des gisements tufiques de la Montage de Bükk: Gastropodes II. – *Anneles Musei Agriensis* **8**, 26–46.

GAEMERS, P. A. M. 1971: Bonefish-otoliths from the Anversian (Middle Miocene) of Antwerp. – *Leidse Geologische Mededelingen* **46/2**, 237–267.

HÁMOR G. 1973: A Börzsöny hegység déli részének földtani vázlata. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1971**-*ről*, 31–46.

KORPÁS L. (szerk.) 1998: Magyarázó a Börzsöny és Visegrádi-hegység földtani térképéhez, MÁFI Térképmagyarázói, Budapest, 216 p.

NOLF, D. 1985: *Otolithi Piscium*. – Handbook of Paleoichthyology, V. 10., Gustav Fisher Verlag, Stuttgart, New York, 145. p.

NOLF, D. 1993: A Survey of Perciform Otoliths and Their Interest for Phylogenetic Analysis, with an Iconographic Synopsis of the Percoidei. – *Bulletin of Marine Science* **52/1**, 220–239.

NOLF, D. & AGUILERA, O. 1998: Fish Otoliths from the Cantaure Formation (Early Miocene of Venezuela). – *Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique – Sciences de la Terre* **68**, 237–262.

NOLF, D. & BRZOBOHATY, R. 1994: Fish Otoliths from the Late Oligocene (Eger and Kiscell Formations) in the Eger Area (Northeastern Hungary). – *Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique – Sciences de la Terre* **64**, 225–252.

NOLF, D. & BRZOBOHATY, R. 1996: Oceanic Fish Otoliths Across the Oligo-Miocene Boundary in Europe. – *Giornale di Geologia Ser. 3°* **58/1–2**, 165–170.

NOLF, D. & BRZOBOHATY, R. 1996: Otolithes de myctophidés (poissons téléostéens) des genres Benthosema, Hygophum, Lampadena, Notoscopelus et Symbolophorus. – *Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique – Sciences de la Terre* **66**, 151–176.

NOLF, D. & CAVALLO, O. 1994: Otolithes de Monticello d'Alba (Piemont, Italie). – *Rivista Piemontese di Storia Naturale* **15**, 11–40.

NOLF, D. & MARQUES DA SILVA, C. 1997: Otolithes de Poissons Pliocénes (plaisancien) de Vale de Freixo, Portugal. – *Revue de Micropaleontologie* **40/3**, 273–282.

RADWANSKA, U. 1992: Fish Otoliths in the Middle Miocene (Badenian) Deposits of Southern Poland. – *Acta Geologica Polonica* **42/3–4**, 141–328.

REICHENBACHER, B. 1998: Fish-Otolithen aus dem Karpat des Korneuburger Beckens. – *Beiträge zur Paläontologie* **23**, 325–345.

SMIGIELSKA, T. 1973: Fish Otoliths from the Lower Tortonian Deposits at Niskowa near Nowy Sacz. – *Annales de la Societe Geologique de Pologne* **43**, 3–40.

STEURBAUT, E. & NOLF, D. 1990: Ypresian Teleost Otoliths from Belgium and Northern France. – *Bulletin de la Société Belgie de Geologie* **97/3–4**, 321–347.

Kézirat beérkezett: 2000. 01. 03.

Földtani Közlöny 131/1-2, 221-231 (2001) Budapest

DK-dunántúli negyedidőszaki szelvények magnetosztratigráfiai korrelációja

Magnetostratigraphic correlation of the Quaternary sequences in South-eastern Transdanubia

KOLOSZÁR László[1] – LANTOS Miklós[1]

(2 ábra)

Tárgyszavak: litosztratigráfia, magnetosztratigráfia, lösz, szárazföldi üledékek, pleisztocén, DK-Dunántúl

Key words: lithostratigraphy, magnetostratigraphy, loess, terrestrial sediments, Pleistocene, South-eastern Transdanubia

Abstract

Six Quaternary sections from SE Transdanubia have been correlated with each other with respect to time scale using magnetostratigraphy. The sections (Paks outcrop, Dunaföldvár outcrop and borehole, Dunakömlőd 1978, Udvari-2A, Diósberény-1A and Üveghuta-2 boreholes) were examined at an earlier date and some of them have been published by several authors.

The lithology of the studied sections is essentially similar. The Quaternary sequences are deposited on Pannonian strata and, in the case of the Üveghuta-2 borehole, on granitoid formations. The overlying terrestrial clastic sediments of alluvial and partly eluvial-deluvial origin contain several characteristic paleosols. The upper unit is a loess sequence interlayered with paleosol horizons.

The normal polarity interval in the upper part of the loess sequence correlates with the Brunhes chron because of the thermoluminescence ages and the mollusc fauna. The reversed polarity interval in the lower part of the loess sequence must correlate with the Matuyama chron with respect to molluscs and lithology. In most sections the Matuyama/Brunhes boundary is recorded at the top of the PD_2 paleosol horizon. The magnetostratigraphic correlation indicates that the 93.3 m thick loess sequence in the Udvari-2A borehole is the thickest and most complete so far recorded in Hungary. The oldest paleosol of the Hungarian loess sequence (~1.2 Ma) is present in the Diósberény-1A borehole.

The terrestrial clastic sequence around Dunaföldvár is referred to as the "Dunaföldvár complex". Its Pleistocene age is verified by molluscs at Dunakömlőd; therefore its predominantly reversed polarity interval correlates with the Matuyama chron. The terrestrial sequence on the other areas is referred to as the Tengelic Red Clay Formation. There are no data for its age in the studied sections. An age of 2.17±0.17 Ma has been reported from a basalt interbedded in the Tengelic Red Clay Formation at Bár, located about 15 km south of the area. If the Formation is penecontemporaneous at Bár and Udvari, the predominantly reversed polarity interval of the red clay in the Udvari-2A borehole correlates with the Matuyama chron. The similarities between the Dunaföldvár complex and the Tengelic Red Clay Formation with respect to environment, origin and probable age suggest that the two formations are identical.

Összefoglalás

A szerzők három DK-dunántúli területrész hat negyedidőszaki szelvényét párhuzamosítják egymással magnetosztratigráfiai alapon. (Tolnai Mezőföld: Paks, Dunaföldvár, Dunakömlőd; tolnai Hegyhát: Udvari-2A és Diósberény-1A fúrás; Mórágyi-rög: Üveghuta-2 fúrás.)

A rétegsorok zömét felépítő lösz-összlet felső szakaszán kimutatott normál mágneses polaritású intervallum a Brunhes kronnak felel meg, a lösz-összlet alsó részének fordított polaritású intervalluma a Matuyama kronnak.

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

A tolnai Mezőföldön a lösz-összlet feküjében települő dunaföldvári összlet dominánsan fordított polaritású intervalluma a Matuyama kronnal azonosítható. A másik két területrészen a lösz-összlet feküjét alkotó Tengelici Vörösagyag Formáció szintén fordított polaritású intervalluma bizonyos feltételezések mellett ugyancsak a Matuyama kronnak feleltethető meg. A valószínűsíthetően azonos képződési idő, az azonos képződési környezet és genetika felveti a lehetőségét annak, hogy a szakirodalomban külön néven szereplő DK–dunántúli szárazföldi törmelékes összleteket egy formációba soroljuk.

A magnetosztratigráfiai korreláció alapján az Udvari–2A fúrásban feltárt lösz-szelvény az eddig ismert legvastagabb és legteljesebb hazai szelvény, és a Diósberény–1A fúrásban települ a legidősebb hazai lösz alapú talajsorozat (~1,2 Ma). A Matuyama–Brunhes határ a legtöbb szelvényben a PD_2 talajszint tetejénél van.

Bevezetés

A hazai löszkutatás klasszikus területe a DK–dunántúli tolnai Mezőföld. PÉCSI és munkatársai ezen a területen fektették le a magyarországi lösz-sztratigráfia alapjait a hetvenes években (PÉCSI 1977). Itt végezték az első paleomágneses méréseket is hazai löszökön (PÉCSI & PEVZNER 1974).

A 90-es évek második felében a kis és közepes radioaktivitású hulladékok felszíni, illetve felszínalatti elhelyezését célzó kutatás során a DK-Dunántúl két másik területén is mélyültek nagyvastagságú negyedidőszaki rétegsorokat feltáró fúrások. Az Udvari–2A és a Diósberény–1A fúrás a tolnai Hegyhát középső területén mélyült földtani alapfúrás (KOLOSZÁR 1997; MARSI 1997). A Mórágyi-rög területén az üveghutai platóterületen is számos fúrás harántolta a negyedidőszaki összletet (KOLOSZÁR & MARSI 1999). Az ezeken a területeken feltárt kvarter rétegsorokat alapvetően két részre lehetett osztani: az alluviális, illetve részben eluviális–deluviális genetikájú Tengelici Formációra és a lösz-összletre. A lösz-összletet több talajosodási ciklussal tagolt sorozatra lehetetett tovább bontani. A hegyháti és az üveghutai lösz-összletek tagolásánál a szerzők a magyarországi lösz–szelvények litosztratigráfiai tagolását vették alapul, mely elsősorban a lösz fosszilis talajainak genetikai típusain és ezek rétegtani helyzetén alapul (PÉCSI 1977). A lösz-összleteket litológiai–genetikai alapon korrelálták egymással és az említett litosztratigráfiai beosztással, elfogadva annak ezekre a területekre is kiterjedő regionális érvényességét.

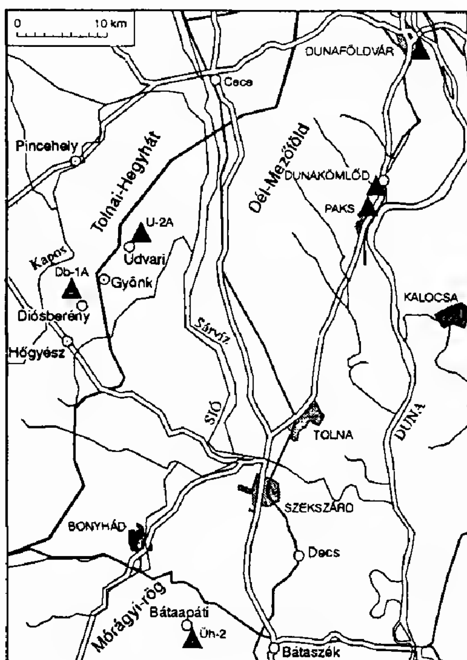
Az 1974 óta végzett paleomágneses mérések eredményeit részben publikálták, másik része csak jelentésben olvasható, de a cikkek egy része is nehezen elérhető. Az adatok dokumentálása egyes publikációkban hiányos, másutt nem következetes, ugyanannak a szelvénynek a mért inklinációja és polaritása nincs mindig összhangban. Az áttekinthetőséget nehezíti, hogy néhány szelvényt később újra mértek. A minták egy részét váltótérben, másik részét termikusan mágnesezték le. A két lemágnesezés eredményei között számottevő különbséget nem tapasztaltunk (BALOGH et al. 1994; LANTOS 1997). Az összes elérhető adatot ellenőriztük, és a legmegbízhatóbb mérési adatok alapján elkészítettük a szelvények polaritás zónáit és ezek korrelációját a polaritás–idő skálával.

Jelen dolgozatban a magnetosztratigráfiai korreláció alapján párhuzamosítjuk egymással a három DK-dunántúli területrész hat negyedidőszaki szelvényét,

részben igazolva egyúttal a litológiai–genetikai alapon álló korreláció helytállóságát is.

A szelvények földtani jellemzése

A hat szelvény földtani bemutatásánál nem törekszünk a teljességre, tekintve, hogy mindegyik részletesen publikált. A szelvények topográfiai helyzetét az *1. ábra* mutatja.



1. ábra. A szelvények földrajzi helyzete

Fig. 1 Location map

Tolnai Mezőföld: Dunaföldvár

A dunaföldvári szelvénynél a Kálvária-domb oldalában dokumentált Dunaföldvár 1. számú feltárást és az ezt kiegészítő 1974/1 jelű fúrás rétegsorát használtuk fel (PÉCSI et al. 1979b). A szelvény 144,0 m tszf. magasságból indult és a fúrással együtt 85 m hosszú volt (*2. ábra*).

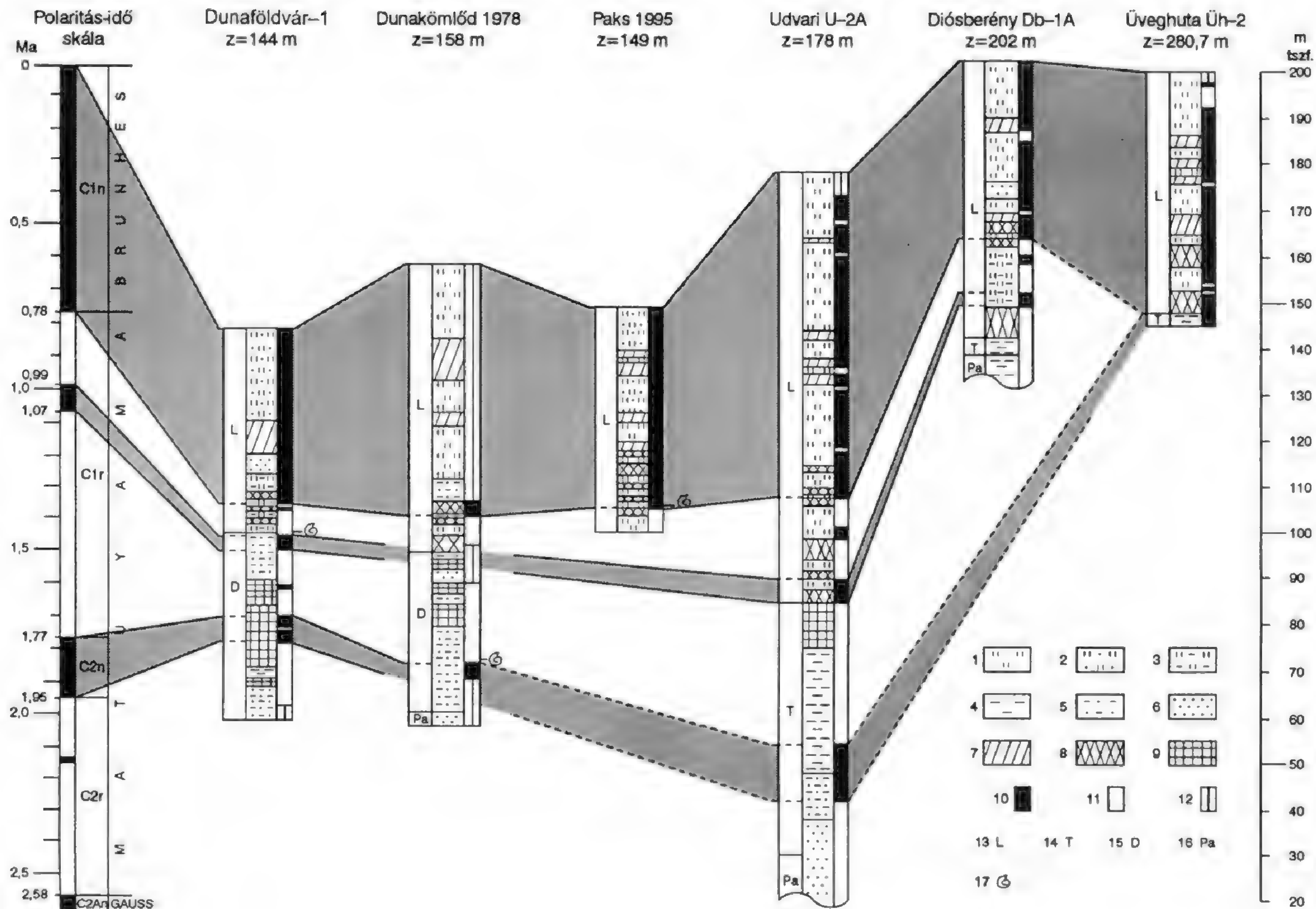
Az 1974/1 jelű fúrás és a Kálvária-domb löszfalának mintáit PEVZNER mérte, a fúrásból kb. 30 cm-ként vettek mintát (PÉCSI et al. 1979b). A szelvényen a legfelső polaritásváltás a PD_2 talajszint alatt van. A méréseket a löszfal alsó 14 m–es részén LANTOS 10 cm–es mintavételi közzel megismételte (BALOGH et al. 1994), a mérés alapján a polaritásváltás a PD_1 és a PD_2 talajszint között van.

A szelvényt három rétegtani egységre osztották fel.

1. A felső-pleisztocén lösz-összlet 0–27,0 m között alapvetően különbözik a többi tárgyalt, megegyező korú lösz-szelvénytől. A felső 20 m-en homokos lösz, löszös homok települ. Hiányzik a máshol jellemző humuszos horizont és az MF talajsorozat is. Az összlet alsó 7 m-én egymásra települnek a Mende–basaharci lösz-összlet jellemző talajai; alul a barna erdőtalaj genetikájú MB, felette a két csernozjom barna típusú erdőtalaj, a BA és a BD.

2. Paksi lösz-összlet 27,0–45,0 m között. Az összlet felső 4 m–es szakaszán folyóvízi homok települ az MB talajkomplexum feküjében. Ez alatt agyagos lösz található, melyet három szintben paleotalaj közbetelepülés tagol. A két felső okkerbarna színű ártéri erdőtalajt a PD kettős talajsorozattal, az alsó vörösesbarna talajhorizontot pedig a PDK-val párhuzamosították. Megjegyezzük, hogy az 1994-ben vizsgált szelvényben a PDK nem volt meg, a PD_2 alatt 3 m vastag lösz települt.

3. Dunaföldvári összlet 45,0–85,0 m között. A 40 m vastag rétegsorban vörösagyagos talajsorozatok alakultak ki a folyóvízi agyagos homokon, homokos agyagon. A talajok gyakran egymásra települnek, illetve néhol vékony agyag-, homokos agyagrétegek tagolják. A bázison települő homokosabb rétegek


Polaritás-idő skála
Ma
Dunaföldvár–1
z=144 m
Dunakömlőd 1978
z=158 m
Paks 1995
z=149 m
Udvari U–2A
z=178 m
Diósberény Db–1A
z=202 m
Üveghuta Üh–2
z=280,7 m
m
tszf.
0
0,5
0,78
0,99
1,0
1,07
1,5
1,77
1,95
2,0
2,5
2,58
C1n
C1r
C2n
C2r
C2An
B R U N H E S
M A T U Y A M A
GAUSS
L
D
T
Pa
200
190
180
170
160
150
140
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13 L
14 T
15 D
16 Pa
17

feltehetően már a felső-pannóniai összletbe tartoznak más, közeli szelvények analógiája alapján.

Tolnai Mezőföld: Dunakömlőd

Dunakömlődön az 1977/1 fúrásból technikai okok miatt csak kevés mintát tudtak venni, emiatt a polaritás zónák meghatározása bizonytalan (PÉCSI et al. 1979a). Ezért az 1978 évi, dombtetőn mélyített fúrást használtuk fel (PÉCSI et al. 1979c). Mintákat csak 51–62 m és 69–91 m között gyűjtöttek, átlagosan 40 cm-ként ill. 1 m-ként. A méréseket mindkét fúrásban MÁRTON végezte. A fúrás 158,0 méter tszf. magasságból indult és 100 méter mély volt (2. *ábra*).

A fúrást hat rétegtani egységre osztották fel (GEREI et al. 1979).

1. A fiatal lösz-összlet felső része 0–16,0 m között, mely egy humuszos horizontot tartalmaz.

2. A fiatal lösz-összlet alsó része 16,0–32,0 m között, négy csernozjom barna talajjal, melyeket az MF, BD, BA talajkomplexumokkal azonosítottak.

3. Az idős lösz-összlet felső része 32,0–51,0 m között, egy barna erdőtalaj betelepüléssel, melyet az MB-nek határoztak meg. Ennek a szakasznak az alsó része rétegzett folyóvízi homokból és ártéri iszapos homokból épül fel.

4. Az idős lösz-összlet alsó része 51,0–62,6 m között, mely két vörösbarna agyagos erdőtalaj betelepülést tartalmaz. Az alsó talaj a lösz-összlet bázisrétege, a felsőt a PDK-val azonosították, melyet a dunakömlődi löszfalból írtak le. E fölött egy öntéstalaj települ a folyóvízi rétegsorba. Az idős lösz-összlet alsó része is csak alárendelten lösz, túlnyomórészt homokos, iszapos rétegek sorozata. A fúrásból hiányzik a PD talajkomplexum, az iszapos–agyagos öntéstalaj helyettesíti.

5. A dunaföldvári összlet 62,6–97,0 m között. A dunaföldvári szelvényekben elkülönített hat vörösagyagos talajból három található a fúrásban, a többit homokos öntéstalajok, embrionális talajok helyettesítik. A rétegsor folyóvízi homokból, homokos agyagból, agyagból, iszapos agyagból épül fel.

6. Felső-pannóniai homok 97,0–100,0 m között.

←2. *ábra*. A vizsgált DK-dunántúli szelvények rétegsora, mágneses polaritása, korrelációjuk egymással és a polaritás–idő skálával. Az Üveghuta–2 fúrás szelvényét 80 m–rel lejjebb toltuk, a fúrás 280,7 m tszf. magasságból indult. A polaritás–idő skála BERGGREN et al. (1995) munkájából. Jelmagyarázat: 1. lösz, 2. homokos lösz, 3. agyagos lösz, 4. agyag, 5. agyagos homok, 6. homok, 7. a Mende–basaharci lösz-összlet paleotalajszintjei, 8. a paksi lösz-összlet paleotalajszintjei, 9. a Tengelici Vörösagyag Formáció és a dunaföldvári összlet paleotalajszintjei, 10. normál polaritású szakasz, 11. fordított polaritású szakasz, 12. nem történt paleomágneses mintavétel, 13. lösz-összlet, 14. Tengelici Vörösagyag Formáció, 15. dunafödvári összlet, 16. felső-pannóniai képződmények, 17. a *Trichia hispida* első előfordulása a rétegsorokban

Fig. 2 Lithology and magnetic polarity zones of six profiles in SE Transdanubia and their correlations with each other and the polarity time scale. The section of the Üveghuta–2 borehole has been shifted downward by 80 m; the top of the borehole is at 280.7 m asl. Polarity time scale is from BERGGREN *et al. (1995). Legend: 1 loess, 2 sandy loess, 3 clayey loess, 4 clay, 5 clayey sand, 6 sand, 7 paleosol horizons of the Mende–Basaharc loess sequence, 8 paleosol horizons of the Paks loess sequence, 9 paleosol horizons of the Tengelic Red Clay Formation and the Dunaföldvár complex, 10 normal polarity, 11 reversed polarity, 12 no samples, 13 loess complex, 14 Tengelic Red Clay Formation, 15 Dunaföldvár complex, 16 Upper Pannonian sediments, 17 first occurrence of the Trichia hispida in the sections*

Tolnai Mezőföld: Paks

A már sokszor feldolgozott paksi területen a legutóbbi publikált, Paks-1995 jelű szelvényt használtuk fel, melyet a téglagyár É–i sarkában tártak fel (PÉCSI et al. 1995). A szerzők ezt tartják a legteljesebb paksi szelvénynek. A szelvény teteje 149,0 m tszf. magasságban van és 49 m vastagságú (2. *ábra*). Paleomágneses mintákat a teljes rétegsorból gyűjtöttek, 20 cm–es intervallumokként. A méréseket egy svájci kutatócsoport végezte F. HELLER vezetésével.

A szelvényt öt rétegtani egységre osztották fel.

1. A fiatal lösz-összlet felső része 0–10,5 m között, mely finomhomokos löszből épül fel és egy vékony, gyengén humuszos közbetelepülést tartalmaz.

2. A fiatal lösz-összlet középső része 10,5–16,0 m között, mely javarészt paleotalaj sorozatokból épül fel. A mogyoróbarna színű sztyepp talajokat az MF és a BD talajokkal azonosították.

3. A fiatal lösz-összlet alsó része 16,0–29,3 m között, melyet túlnyomórészt finomhomokos lösz és típusos lösz épít fel, egy kb. 2 m vastag mogyoróbarna színű sztyepp talaj közbetelepüléssel, amit a BA talajnak határoztak.

4. Az idős lösz-összlet felső része 29,3–41,2 m között, sűrűn tagolva paleotalajokkal. A legfölső vöröses–mogyoróbarna színű paleotalajt az MB–vel azonosították, az alatta települő világosbarna sztyepp talajt, a vörösesbarna homokos erdős–sztyepp talajt, a sötétbarna csernozjom talajt és a csokoládébarna öntéstalajt már a paksi lösz-összletbe tartozónak tekintik.

5. Az idős lösz-összlet alsó része 41,2–49,0 m között, mely szakaszon az idős, halványsárga színű, erősen mészkonkréciós löszbe két helyen települ közbe mogyoróbarna színű sztyepp talaj, mint a PD talajkomplexum két elkülöníthető talajszintje.

Tolnai Hegyhát: Udvari

A tolnai Hegyhát területén az Udvari–2A fúrás harántolta a nagyobb vastagságú, teljesebb negyedidőszaki rétegsort. A fúrás 178,0 m tszf. magasságból indult és 170,3 m mély volt (2. *ábra*). A fúrásból méterenként vettek mintát, amelyeket MÁRTON (1998) dolgozott fel.

A fúrást öt rétegtani egységre lehetett felosztani (KOLOSZÁR 1997). A jelen dolgozatban közölt felosztás alapvetően megegyezik az 1997–ben publikálttal, csak az elkülönített szakaszok mélységhatárait változtattuk meg az anyagvizsgálati eredmények alapján.

1. Dunaújvárosi lösz-összlet 0–14,0 m között. Rétegzetlen, homogén, fakósárga lösz, egy humuszos horizonttal. Az összlet alsó határa módosult, mert a bázisán 14,0–15,1 m között települő csernozjom barna erdőtalaj horizontot az MF talajösszletnek feleltethetjük meg.

2. Mende–basaharci lösz-összlet 14,0–61,7 m között. Nagyvastagságú, típusos lösz kifejlődés, négy elkülöníthető paleotalaj–szinttel, melyeket az MF, BD, BA, MB talajkomplexumokkal lehetett azonosítani.

3. Paksi lösz-összlet 61,7–93,3 m között. Az összlet alsó határának pontosításához az egyes minták agyagásványaihoz kötődő molekuláris víztartalom

mennyiségét használtuk fel, mely a termoanalitikai görbékből mérhető (FÖLDVÁRI & KOVÁCS-PÁLFFY 1998). Ezek alapján jól elkülöníthetők a lösz eredetű és a Tengelici Vörösagyag genetikájú minták. Még lösz eredetű a 91,3 m-ben begyűjtött minta, az alatta következő – 93,3 m-ből – pedig már biztosan a Tengelici Formációba tartozik. A két összlet közötti határ ebben a 2 méteres intervallumban található, de biztos adatunk csak 93,3 m–ben van, úgyhogy ezt fogadjuk el a két összlet közötti határnak. Az ezen a 30 m–nél hosszabb szakaszon települt, erősen mészkonkréciós löszt hat fosszilis talajszint tagolja, melyek között a PD mindkét szintje is kijelölhető volt.

4. Tengelici Vörösagyag Formáció 93,3–148,0 m között. Az alsó határt itt is a fenti vizsgálatok eredményeinek segítségével pontosítottuk. Az ezen a szakaszon található szárazföldi vörösagyag egy felfelé finomodó szemnagyságú törmelékes rétegsor, melynek zárótagja egy csaknem 10 m vastag fosszilis talajsorozat.

5. Felső-pannóniai homok 148,0–170,3 m között.

Tolnai Hegyhát: Diósberény

A tolnai Hegyhát területén mélyült másik alapfúrás – a Diósberény–1A – 63,4 m vastagságban harántolta a negyedidőszaki összletet. A fúrás 202,0 m tszf. magasságból indult és 150,1 m mély volt (2. *ábra*). A fúrásból méterenként vettek mintát, amelyeket MÁRTON (1998) dolgozott fel.

A fúrást öt rétegtani egységre lehetett felosztani (MARSI 1997). A felosztás alapvetően helytálló, de az összlethatárok jelentősen módosultak az anyagvizsgálati eredmények figyelembevételével.

1. Dunaújvárosi lösz-összlet 0–11,9 m között. Lösz, gyengén finomhomokos lösz építi fel. Az összlet alsó határa módosult, mert a 11,9–15,0 m között települő csernozjom barna erdőtalaj típusú talajsorozatot a Mende–basaharci összletbe tartozónak kell tekintenünk.

2. Mende–basaharci lösz-összlet 11,9–34,6 m között. Az összlet alsó határa jelentősen – 53,2 m-ről 34,6 m-re – változott a magnetosztratigráfiai vizsgálatok eredményei alapján (Márton 1998). E szerint a Matuyama–Brunhes határ 38,2 m-ben húzható meg, ily módon a PD kettős talajkomplexum kijelölhető volt az ennek a szintnek a két oldalán települő talajsorozatokban. Az összletet nagyrészt fakósárga, rétegzetlen típusos lösz építi fel. A lösz-rétegsort két részre osztja egy 3,6 m vastag futóhomok, fluvioeolikus homok betelepülés. Az összlet két talajszintet tartalmaz; a bázisán települő fosszilis barna erdőtalaj az MB talajkomplexummal korrelál; a felső határánál található csernozjom barna erdőtalaj sorozat párhuzamosítása bizonytalanabb, a Mende–basaharci összlet három felső, ilyen genetikájú talajkomplexuma közül egyelőre eldönthetetlen, hogy melyiknek feleltethető meg.

3. Paksi lösz-összlet 34,6–59,8 m között. Az összlet felépítése a fedőjéhez hasonlít. A bázisán és a felső részén találhatók az eredeti településű és áttelepített talajszintekből álló talajsorozatok. Ezek vörösbarna, sötétvörös színű barna erdőtalajok. Az összlet nagy részét homogén, rétegzetlen lösz, agyagos lösz építi fel.

4. Tengelici Vörösagyag Formáció 59,8–63,4 m között. Szürkésbarna színű tarkaagyag, a felső részén vékony, vörösbarna fosszilis talajréteggel.

5. Felső-pannóniai agyag, kőzetliszt, homok 63,4–150,1 m között.

Mórágyi-rög: Üveghuta

A Mórágyi-rögön mélyült platófúrások közül az Üveghuta–2 és 5 fúrásokban történt paleomágneses vizsgálat (LANTOS 1997). Jelen dolgozatban az Üveghuta–2 fúrás szelvényét használjuk fel, mert ez harántolta a teljesebb negyedidőszaki rétegsort (KOLOSZÁR & MARSI 1999). A fúrás felső 47 m-éből méterenként vettünk mintát, lejjebb 25 centiméterenként. A fúrás 280,7 m tszf. magasságból indult, jóval magasabbról, mint a többi, általunk vizsgált fúrás, így az ábrázolhatóság kedvéért kénytelenek voltunk 80,7 m-rel lejjebb helyezni a kezdő mélységét, mintha 200,0 m tszf. magasságból indult volna (2. *ábra*).

A fúrás 55 m vastagságban harántolta a negyedidőszaki képződményeket és ezen belül négy rétegtani egységre lehetett felosztani.

1. Dunaújvárosi lösz-összlet 0–13,4 m között. Homogén lösz rétegsor, egy humuszos horizonttal.

2. Mende–basaharci lösz-összlet 13,4–37,3 m között. Ezen a szakaszon a típusos löszbe a felső részen három csernozjom barna erdőtalaj, a bázisán egy barna erdőtalaj települ. Ezeket az MF, BD, BA és az MB talajkomplexumokkal lehetett párhuzamosítani.

3. Paksi lösz-összlet 37,3–52,2 m között. Ezen a szakaszon egy „lösz-szendvics" települ, két fosszilis talajsorozat fog közbe egy kb. 5 m vastagságú lösz-rétegsort. A felső talajsorozat barna erdőtalaj típusú, az alsó téglavörös színű, mediterrán típusú. A bázison települő talajszintet a PD_1 talajkomplexummal lehetett párhuzamosítani.

4. Tengelici Vörösagyag Formáció 52,2–55,0 m között. Csokoládébarna színű, tömeges, rétegzetlen, gyengén granitoid murvás agyag, mangándioxid pizoidokkal.

A szelvények korrelációja

Mindegyik szelvény felső része normál polaritású (2. *ábra*). A paksi és a dunaföldvári lösz-összletből meghatározott molluszkák pleisztocén korúak (PÉCSI et al. 1979b; WAGNER 1979). A paksi szelvény felső részére a termolumineszcenciás (TL) mérések 0–190 ezer év (ka) közötti kort adtak (PÉCSI 1993), az idősebb, 200–420 ka adatok megbízhatósága kérdéses. A TL korok és a molluszka fauna alapján a felső normál polaritású intervallum a Paks–Dunaföldvár területen a Brunhes kronnal korrelál, amely 0,78 millió éve (Ma) kezdődött (BERGGREN et al. 1995). A dunakömlődi fúrás és a dunaföldvári feltárás lösz-összletének legalsó, fordított polaritású részében *Trichia hispida* molluszkát mutatott ki WAGNER (PÉCSI et al. 1979b, c). Mivel a *Trichia hispida* biztosan pleisztocén korú, a lösz-összlet alsó részének fordított polaritású intervalluma a Matuyama kronnak (0,78–2,58 Ma) felel meg (2. *ábra*). A többi szelvényen nincs koradat, de a lösz-összlet és az egyes talajszintek jól azonosíthatóak, így joggal feltételezhető, hogy a lösz-összlet felső részén lévő normál polaritású intervallum itt is a Brunhes kronnak felel meg és az alatta lévő fordított polaritású intervallum a Matuyama kronnak. A lösz-összlet részletesebb korrelációja a Brunhes kronon belül magnetosztratigráfiával nem lehetséges.

A dunakömlődi fúrásban a *Trichia hispida* a dunaföldvári összlet alsó részén, 86 m-ben jelenik meg először (PÉCSI et al. 1979c). A dunaföldvári összlet itt tehát pleisztocén korú, és így a dominánsan fordított polaritású intervallum a Matuyama kronnal azonosítható (2. *ábra*). Dunaföldváron ebből az összletből nincsenek molluszka adatok, de a két fúrás közelsége miatt itt is pleisztocén kor valószínű.

A Tengelici Vörösagyag Formáció korára jelenleg nincs közvetlen radioaktív vagy biosztratigráfiai adat, az alapvetően fordított polaritású szakasz nem illeszthető egyértelműen az idő skálához. Báron – Bátaszéktől 15 km-re D-re – bazalt települ a Tengelici Vörösagyag Formációban (JÁMBOR 1997), melynek kora 2,17±0,17 Ma (BALOGH et al. 1986). Ha Báron és Udvarinál a Tengelici Vörösagyag Formáció képződése nagyjából egyidejű, és az Udvari–2A fúrásban 148 m fölött nincs ~300 ezer évnél nagyobb hiány, akkor a fúrás 97,0–148,0 m közötti intervalluma a Matuyama kronnnal (0,78–2,58 Ma) korrelálható (2. *ábra*). Ebben az esetben az Udvari–2A fúrásban a 124–136 m közötti normál polaritású szakasz a C2n jelű Olduvai szubkronnal korrelál, amelynek kora 1,77–1,95 Ma (BERGGREN et al. 1995). A Tengelici Vörösagyag Formáció üledékfelhalmozódási sebességét az Udvari–2A fúrásban az Olduvai szubkron alatt képződött üledék vastagságát figyelembe véve 6,7 cm/ezer évre becsülhetjük. Állandó üledékfelhalmozódási sebességet feltételezve, a Tengelici Vörösagyag Formáció bázisának kora az Udvari–2A fúrásban 2,1–2,2 Ma.

Az Üveghuta–2 fúrásban a Tengelici Vörösagyag Formáció (52,2–54,0 m) normál polaritású és az Udvari–2A fúrás 124–136 m közötti rétegeinek felel meg, mert az Udvari–2A fúrásban a Tengelici Vörösagyag Formáció csak itt normál polaritású.

Amennyiben a Tengelici Vörösagyag Formáció képződése nem egyidejű Báron és Udvariban, vagy a formáción belül jelentős hiány van, az Udvari–2A fúrás 97,0–148,0 m közötti, fordított polaritású intervalluma a polaritás–idő skála több részéhez is illeszthető. A vörösagyag ekkor itt és az Üveghuta–2 fúrásban idősebb lesz, az illesztéstől függően akár több millió évvel is.

A szelvényeken a Brunhes kronban több rövid, fordított polaritású intervallum van és a Matuyama kronban több rövid, normál polaritású szakasz (2. *ábra*). Ezeket a BERGGREN et al. (1995) polaritás–idő skála ugyan nem tartalmazza, de több helyen kimutatták (pl. CHAMPION et al. 1988; SINGER et al. 1999).

Következtetések

A magnetosztratigráfiai korreláció alapján az Udvari–2A fúrásban feltárt lösz-szelvény az eddig ismert legvastagabb és legteljesebb hazai szelvény (93,3 m, 0–1,07 Ma), a bizonyítottan legidősebb magyarországi lösz alapú talaj (~1,2 Ma) viszont a Diósberény–1A fúrásban található. A Matuyama–Brunhes határ Pakson, Udvariban és Diósberényben a PD_2 talajszint tetejénél van, Dunaföldváron a PD_1 és a PD_2 talajszintek között. Dunaföldváron a két talajszint közötti lösz vastagabb és a PD_2 vékonyabb, mint a többi szelvényen. Az Üveghuta–2 fúrás rétegsorában a magnetosztratigráfiai korreláció legalább egy millió éves üledékhiányt jelez, a

lösz-összlet idősebb, fordított polaritású rétegei, a Matuyama–Brunhes határ és a Tengelici Vörösagyag Formáció fiatalabb rétegei hiányoznak (*2. ábra*).

A Tengelici Vörösagyag Formáció kora egyértelműen továbbra sem tisztázódott, az egyetlen közvetett adat pleisztocén korra utal. Ebben az esetben a dunaföldvári összletnek leírt rétegcsoport a Tengelici Vörösagyag Formációval azonosítható – mint ahogy ezt már JÁMBOR (1998) felvetette –, ezt a korrelációt a magnetosztratigráfia alátámasztja (*2. ábra*).

A Tengelici Vörösagyag Formáció tetejénél JÁMBOR (1997) üledékhiányt valószínűsít a képződmények vastagsága és a képződésük alatt eltelt idő összevetéséből. A korreláció erre nem ad választ, az adatok folyamatos üledékképződést is megengednek. Mindenesetre figyelembe kell venni, hogy a vörösagyag üledékképződési sebessége kisebb, mint a löszé.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak Dr. KROLOPP Endrének a molluszkák értelmezésében nyújtott segítségéért. A munkánkat és az eredmények közreadását a T. 025202 sz. OTKA projekt támogatta.

Irodalom

BALOGH J., BALOGHNÉ DI GLERIA M., BORSY Z., HAVAS F.–né, JUHÁSZ Á., KIS É., LANTOS M., MAROSI S. & SCHWEITZER F. 1994: A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése. Jelentés a Paksi Atomerőmű Rt–vel kötött B402M–4–22/94k rendelési számú szerződés teljesítéséről. (Geomorfológiai kutatások dokumentációja). – Tektonikai Projekt Jelentéstára, 241 p. Budapest.

BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post–Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – *Acta Mineralogica and Petrographica, Acta Universitatis Szegediensis* **28**, 75–93.

BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER III, C. C. & AUBRY, M–P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.–P., HARDENBOL, J. (Eds): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. – *SEPM Special Publication* **54**, 129–212.

CHAMPION, D. E., LANPHERE, M. A. & KUNTZ, M. A. 1988: Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chrons. – *Journal of Geophysical Research* **93/10**, 11667–11680.

FÖLDVÁRI M. & KOVÁCS–PÁLFFY P. 1998: Kiegészítések az Udvari–2A fúrás szelvényének fázisanalitikai vizsgálataihoz. – Kézirat. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. Somogy–Baranya Projekt Jelentéstára, 14 p.

GEREI, L., REMÉNYI, M. & PÉCSI–DONÁTH, É. 1979: Mineralogical analysis of the borehole drilled 1978 on the loess plateau of Dunakömlőd. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **22/1–4**, 501–511.

JÁMBOR, Á. 1997: Some problems of the Late Cenozoic stratigraphy and history of Middle Transdanubia. (A Közép–Dunántúl fiatal kainozoos rétegtanának és fejlődéstörténetének néhány kérdése). – *MÁFI Évi Jelentése* **1996/II**, 199–202.

JÁMBOR Á 1998: A magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése. – In: Bérczi I. & Jámbor Á. (szerk): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. 495–517, Budapest.

KOLOSZÁR, L. 1997: Geological evaluation of the Udvari–2A borehole. (Az Udvari–2A fúrás földtani értékelése.) – *MÁFI Évi Jelentése* **1996/II**, 149–158.

KOLOSZÁR L. & MARSI I. 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórágyi-rög K–i része) negyedidőszaki képződményei. – *Földtani Közlöny* **129/4** 521–540.

LANTOS M. 1997: Jelentés az Üveghuta-2. és 5. sz. fúrásokban végzett paleomágneses mérésekről. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. Somogy–Baranya Projekt Jelentéstára.

MARSI, I. 1997: Geological evaluation of the Diósberény–1A borehole. (A Diósberény–1A fúrás földtani értékelése.) – *MÁFI Évi Jelentése* **1996/II**, 159–171.

MÁRTON P. 1998: Jelentés az udvari (U–2A) és a diósberényi (Db–1A) fúrási szelvények paleomágneses méréseinek eredményeiről. – Kézirat, ELTE Geofizikai Tanszék, 15 p.

PÉCSI M. 1977: A hazai és az európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása. – *MTA X. Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei* **10/3**, 183–221.

PÉCSI M. 1993: *Negyedkor és löszkutatás*. – Akadémiai kiadó, Budapest, 375 p.

PÉCSI, M. & PEVZNER, M.A. 1974: Paleomagnetic measurements in the loess sequence at Paks and Dunaföldvár, Hungary. – *Földrajzi Közlemények* **22/3**, 215–224.

PÉCSI, M., SZEBÉNYI, E., SCHEUER, GY., PEVZNER, M. A. & MÁRTON, P. 1979a: Lithological, pedological and paleomagnetic analysis of the Dunakömlőd 1977/1 borehole. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **22/1–4**, 467–476.

PÉCSI, M., SZEBÉNYI, E., SCHWEITZER, F., PÉCSI-DONÁTH, É., WAGNER, M. & PEVZNER, M. A. 1979b: Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils (Bio- and lithostratigraphical, paleopedological, thermal and paleomagnetic investigation). – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **22/1–4**, 513–537.

PÉCSI M., SZEBÉNYI L-NÉ, GEREI L., REMÉNYI M-NÉ, BALOGHNÉ DI GLERIA M., BALOGH J., HAVAS F-NÉ, HERBERTH J-NÉ, MÉSZÁROS E., SCHWEITZER F., PÉCSINÉ DONÁTH É., MÁRTON P. & WAGNER M. 1979c: Az 1977–1978 évi Paks környéki negyedkorkutatások eredményeinek összefoglalása. – Kézirat, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet.

PÉCSI, M., SCHWEITZER, F., BALOGH, J., BALOGH, M., HAVAS, J. & HELLER, F. 1995: A new loess–paleosol lithostratigraphical sequence at Paks (Hungary). – *Loess inForm* **3**, 63–78.

SINGER, B. S., HOFFMAN, K. A., CHAUVIN, A., COE, R. S. & PRINGLE, M. S. 1999: Dating transitionally magnetized lavas of the Matuyama Chron: Toward a new $^{40}Ar/^{39}Ar$ timescale of reversals and events. – *Journal of Geophysical Research* **104/1**, 679–693.

WAGNER, M. 1979: Mollusc fauna of the Paks loess profile. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **22/1–4**, 433–441.

A kézirat beérkezett: 1999. 11. 16.

Földtani Közlöny 131/1–2, 233–251 (2001) Budapest

Délkelet-dunántúli lösz–paleotalaj sorozatok keletkezésének rekonstrukciója őslénytani vizsgálatok alapján

Reconstruction of the formation of the South East Transdanubian loess-paleosol series on the basis of fossil examinations

HUM László[1]

(3 ábra)

Tárgyszavak: lösz, paleotalaj, pleisztocén, paleoökológia, paleoéghajlat, puhatestű fauna
Keywords: loess, paleosol, Pleistocene, palaeoecology, palaeoclimatology, malacology

Abstract

With the help of quartermalacological investigations the author identified several changes in the palaeoecological and palaeoclimatic conditions of the studied area during the Middle and Late Pleistocene. The climate reconstructed on the base of the malacological investigations, was milder and more humid than that identified for the central part of the Carpathian Basin and north-eastern areas of Hungary. The average values of the mean July temperatures, determined by malaco thermometry, were generally 2–4 °C higher than those in NE-Hungary. Besides species living in bushy areas, typically shade-loving species and the relatively abundance of the warmth-loving species were identified in the area. Because of the milder climate and the higher vegetation cover the traces of the significant cooling periods of the Late Würmian (*Pupilla sterri* zonula) could not be detected.

Összefoglalás

A szerző délkelet-dunántúli középső- és felső-pleisztocén rétegsorok részletes vizsgálatával kimutatta, hogy a képződmények a Kárpát-medence belsőbb és peremi területeivel összevetve enyhébb és csapadékosabb körülmények között alakultak ki. A malakohőmérővel kiszámított júliusi középhőmérsékletek több fokkal magasabbak, mint az ország ÉK-i területein. A faunában nagyobb arányban fordulnak elő a zárt növényzeti borítottságot kedvelő és a xeroterm fajok. Az enyhébb klíma és a nagyobb növényzeti borítottság kiegyenlítő hatása miatt egyes lehűlések (*Pupilla sterri, Columella columella* zonula) erős hatása nem tapasztalható. A hidegkedvelő és a nyílt területen élő faunaelemek aránya kisebb, mint a Kárpát-medence északi és keleti részén, egyes szintekben teljesen hiányoznak. Az enyhébb szakaszokra jellemző fajok – ha csökkent arányban is – általában jelen vannak a faunában. A „bagi tefra" horizontjában egyes szelvényekben rendkívül markáns lehűlési szakasz mutatható ki, melynek faunájában a korjelző *Neostyriaca corynodes* is előfordul.

Bevezetés

A Szekszárdi-dombság területén, a Dél-Baranyai-dombságon és a Mohácsi teraszos síkon a pannóniai üledékekre, ill. a kora-pleisztocén korú vörösagyagos üledékekre, a Geresdi-dombság területén közvetlenül a gránit felszínére helyenként tekintélyes vastagságú lösztakaró települ.

[1]Szegedi Tudományegyetem, Földtani és Őslénytani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.

A negyedidőszaki képződmények a klíma ciklikus változásai miatt nagyon változatos körülmények között keletkeztek. A hőmérséklet, a csapadék mennyisége, a területet borító növénytakaró változásai meghatározták a keletkező üledékek jellegét. Az őskörnyezeti viszonyokat tükröző üledéktani, ásványtani és geokémiai jellemzők változásai alapján paleoklimatikus tendenciákat állapítottunk meg (HUM & FÉNYES 1995; HUM 1997, 1998, 1999b). A löszös képződmények keletkezéséről és az egykori ősföldrajzi viszonyokról a legtöbb információt az üledékekben esetenként nagy számban található malakológiai anyag statisztikus paleoökológiai vizsgálatai adják (KROLOPP & SÜMEGI 1992).

A kvartermalakológiai szempontból sajátos, erős szubmediterrán klímahatást tükröző lösz-paleotalaj sorozatokon belül célom volt a különböző paleoökológiai szakaszok elkülönítése és ezek egymáshoz való viszonyának meghatározása. A részleteiben eddig kevéssé tanulmányozott rétegsorok keletkezésének részletes paleoökológiai rekonstrukcióját kívántam elvégezni.

Tizennégy szelvény (*1. ábra*) összesen 97,05 méternyi anyagát gyűjtöttem be üledéktani, geokémiai és paleoökológiai vizsgálatok céljára. Az alkalmazott finomrétegtani vizsgálatok módszereit számos szerző dolgozta ki (BIRKS & BIRKS 1980; KROLOPP 1961, 1965; LOŽEK 1964). Vizsgálataimban gyakorlatilag a BIRKS által kialakított nemzetközileg elfogadott rendszert követtem, SÜMEGI (1996) módosítását figyelembe véve. A szelvényekből finomrétegtani mintavétellel nyert anyagot üledéktani, geokémiai és őslénytani vizsgálatsornak vetettem alá. Jelen dolgozat a malakológiai viszgálatok eredményeit ismerteti.

Kutatástörténeti áttekintés

A terület negyedidőszaki képződményeinek kutatására a múlt század derekától találunk irodalmi adatokat. A Szekszárdi-dombság úttörő jellegű geológiai felvételezését az első világháború után meginduló térképezési munkák keretében KADIČ (1925) végezte el.

A következő, részletes, 1:25 000 arányú földtani térképezés 1945 után indult meg (LÁNG 1951; MIHÁLTZ 1953).

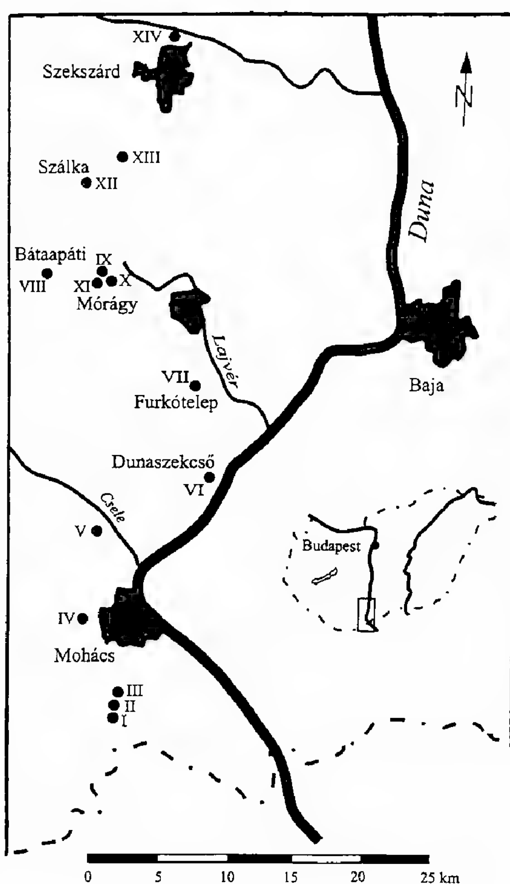
Az 1:200 000 méretarányú földtani térképszerkesztéshez kapcsolódva jelent meg WEIN & MOLDVAY (1973) térképmagyarázója a mohácsi lapról, mely KROLOPP (1966) munkája alapján a negyedidőszaki képződmények Mollusca faunáját is ismerteti. LOVÁSZ & WEIN (1974) foglalták össze a terület geológiájáról és felszínfejlődéséről addig megszületett adatokat.

MOLDVAY (1965, 1971, 1972) negyedidőszaki földtani kérdéseit és neogén tektonikát érintő munkái elsősorban szerkezeti szempontból fontosak. A Dél-Dunántúlra vonatkozó neotektonikai (negyedidőszaki) fejlődési modelleket GERNER (1994) foglalta össze. JÁMBOR (1994) a dunaszekcsői löszszelvények üledéktani és rétegtani vizsgálatával foglalkozott. A Mórágyi-rög területén a radioaktív hulladéklerakó-telephely létesítésével kapcsolatos fúrások negyedidőszaki képződményeit KOLOSZÁR & MARSI (1999) vizsgálták.

KORMOS, HORUSITZKY és ROTARIDES alapvető munkái után HORVÁTH (1954, 1957, 1962–72) tagolta elsőként rétegtanilag a magyarországi pleisztocén képződ-

ményeket mollusca fauna alapján. Ettől az időszaktól kezdve számos szerző tanulmányozta a negyedidőszaki képződmények, ezen belül a löszök puhatestű faunáját. A DK-Dunántúl negyedidőszaki képződményeinek mollusca faunájával GEBHARDT (1959), KROLOPP (1966) és WAGNER (1966) foglalkoztak.

KROLOPP dolgozta ki a máig használt érvényes paleoökológiai-paleoklimatológiai csoportosítást, számos alapvető ősföldrajzi és faunatörténeti megállapítást is téve. Malakofauna alapján elkülönítette a középső-pleisztocén és a felső-pleisztocén löszöket (KROLOPP 1973, 1994, 1995), és a würm löszöket több szubzónára osztotta (KROLOPP 1973, 1990, 1995). A 80-as évek végétől jelentek meg azok a kvartermalakológiai, paleoklimatológiai-paleoökológiai munkák (SÜMEGI 1988, 1989; SÜMEGI et al. 1991, 1992; KROLOPP & SÜMEGI 1991, 1992), melyeket üledékföldtani adatok és a Mollusca héjak radiokarbon elemzései egészítenek ki. A radiokarbon adatok felhasználása indította el a hazai kvartermalakológiai kutatások új szakaszát (KROLOPP & SÜMEGI 1995; SÜMEGI & KROLOPP 1995; SÜMEGI et al. 1992), ami a fiatal löszszintekben tapasztalható paleoökológiai változásokat, a MF_1 talajszint felett leírt zonulákat már radiometrikus koradatokhoz köti. Az említett szerzők mutatták ki a Kárpát-medence mozaikos jellegét, a területen uralkodó különböző klímahatások szerepét és a lehűlési szakaszokban is meglévő refugiumterületek jelentőségét. KROLOPP & SÜMEGI (1995), SÜMEGI & KROLOPP (1995) elsősorban felső-pleisztocén rétegsorok vizsgálatai alapján a Kárpát-medence különböző területeivel összehasonlítva a dél-dunántúli löszökben a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő elemek (pl. *Cochlodina laminata*) magasabb arányát mutatták ki.



1. ábra. A begyűjtött szelvények helyszínrajza

Fig. 1 Location map of the studied profiles

Módszerek

A rétegsorok makroszkópos leírása után a 6–8 kg-nyi mintákat 25 centiméterenként, ill. a réteghatárokhoz igazodva vettem A vízben nehezen széteső minták esetében adalékanyagként kis mennyiségű hidrogén-peroxidot és nátrium-hidroxidot alkalmaztam. Az üledéket 0,8 mm átmérőjű szitán mostam át. Azt a mintát tekintettem paleoökológiai szempontból értékelhetőnek, melyben az egyedszám elérte vagy meghaladta a 100 darabot. A 14 feltárásból összesen 106 536 mollusca egyed került elő, melyek 57 faj között oszlanak meg. Az egyes fajok ökológiai besorolásánál SÜMEGI (1989), KROLOPP & SÜMEGI (1992, 1995), SÜMEGI & KROLOPP (1995) munkáin túl LOŽEK (1964), SPARKS (1961), KERNEY et al. (1983), SOÓS (1943, 1955–59) részben recens elterjedési adatokon alapuló munkáit vettem figyelembe. Az üledékképződés idején uralkodó júliusi középhőmérsékletet a SÜMEGI (1989) által kidolgozott „malakohőmérő" módszer továbbfejlesztett változatával (SÜMEGI 1995, 1996) határoztam meg.

A minták paleoökológiai értékelése alapján a lehűlési periódusokban tapasztalt júliusi középhőmérséklet általában 15–16 °C, ezt a hőmérsékleti tartományt nevezzük „átlagosnak". A mai értéknél (21 °C) alacsonyabb hőmérsékleti adatok a pleisztocén lehűlései során nem számítanak hidegnek a Kárpát-medence északi és keleti részeihez viszonyítva, ezért a minták paleoökológiai értékelésekor a 16 °C feletti középhőmérsékleteket „enyhének" minősítettük. 17–18 °C között általában „nagyon enyhének", 18 °C felett pedig „melegnek" tartjuk az interszakaszok klímáját. Ha a mintákban meghatározott júliusi középhőmérséklet nem érte el a 15 °C-ot, esetleg több fokkal ez alatt maradt, a klímát „hűvösnek" neveztük.

A vizsgált terület lösz-paleotalaj rétegsorainak leírásakor a PÉCSI (1975, 1985, 1993; PÉCSI & SCHWEITZER 1995) által kidolgozott nevezéktani rendszert követtem. Az idősebb talaj- illetve rétegtani szinteknél a képződmények egymáshoz viszonyított – relatív – korát használtam fel. A több szerző (PÉCSI 1993; FŰKÖH et al. 1995; SÜMEGI & KROLOPP 1995) által a ^{14}C módszerrel megbízhatóan datált felső-würm rétegtani ill. biosztratigráfiai szintek esetében ezek radiometrikus kora is megadható volt. A szelvényeket egymással korrelálva a vizsgált összletet a „fiatal lösz" sorozatba ill. a Paksi Lösz Formációba (RÓNAI 1990) soroltam. Egyedül a szálkai szelvény alsó szakasza tárja fel az „idős lösz" sorozat legfiatalabb képződményeit.

Eredmények

A 14 vizsgált szelvény a pleisztocén lösz-paleotalaj sorozat különböző szakaszait tárja fel. Az egymással párhuzamosított rétegsorok (2. *ábra*) alapján az alábbi paleoökológiai – klímatörténeti folyamatok rekonstruálhatók (3. *ábra*).

„Idős lösz" sorozat felső szakasza

A legidősebb feltárt löszköteg a Mende bázis talajszint alatt települő összlet (Szálka 8,65–11,90 m). A fauna egyedszáma nem tette lehetővé a paleoökológiai

értékelést, de a *Vallonia costata* faj és a mezoterm elemek jelentős aránya is enyhe klímára utalnak.

A Mende bázis talajkomplexumban az igen erőteljes kilúgozódás miatt egyik feltárásban sem található mollusca fauna.

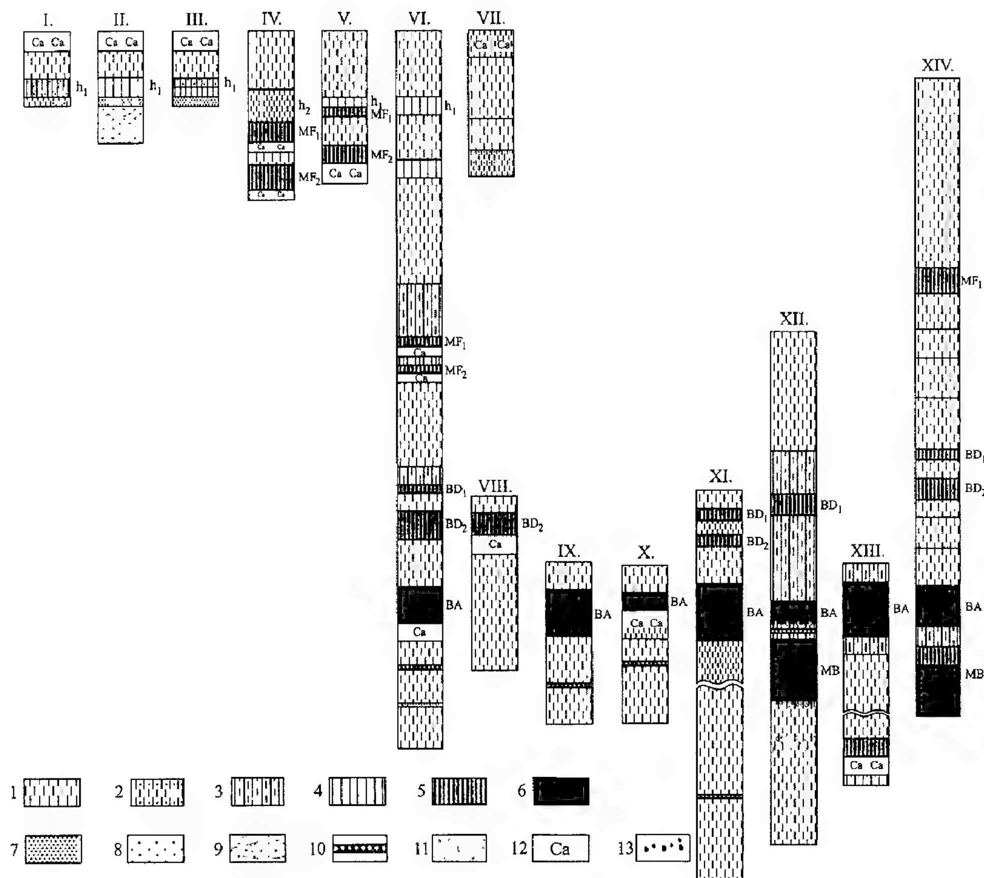
„Fiatal lösz" sorozat

1. A Mende bázis és Basaharc alsó eltemetett talajszintek közötti löszkötegben négy feltárás anyagából a mollusca-fauna vizsgálata alapján összesen négy eltérő jellegű paleoökológiai szakasz mutatható ki. Az egyes paleoökológiai szakaszok időbeni egymásra következése is megállapítható volt.

1a. A Mende bázis talaj kialakulásához vezető csapadékos, meleg klímájú periódust a talajképződés lezárulta után sem követte erőteljes lehűlés. A klíma továbbra is enyhe és csapadékos maradt. Ebben az időszakban keletkezett a Szekszárd-dél szelvény alsó, 4,00–5,00 m közötti szakasza. A faunában a *Vallonia costata* mellett a *Pupilla muscorum* és az *Orcula dolium* jelentősek, mellettük a nedvesebb környezetre és dúsabb növényzetre utaló fajok aránya is magas. A szintben a malakohőmérő adatok alapján végig enyhe klíma uralkodott, a júliusi középhőmérsékleti adatok minden mintában meghaladták a 16 °C-ot. A zártabb növényzettel borított területek aránya jelentős volt.

Az enyhe periódust egy mikrointerstadiális szakasz követte, mely nem vezetett erőteljes talajképződéshez (Szekszárd-dél 3,75–4,00 m). A fauna arról tanúskodik, hogy a júliusi középhőmérséklet megközelítette a 17 °C-ot. A *Vallonia costata* aránya eléri az 50%-ot, mellette nagy arányban vannak jelen a xeroterm fajok, köztük a *Truncatellina cylindrica*. A száraz, meleg szakaszt követően megnövekedett a csapadék mennyisége és a továbbra is enyhe klímán a növényzet zártabbá vált, a bokros-ligeterdős élettereket kedvelő fajok mellett megjelentek az erdei faunaelemek (*Aegopinella ressmanni*) is. A Szekszárd-dél szelvényben ezután jelentős üledékhiány mutatható ki, melynek szintjét egy kevert faunájú szakasz jelöli ki (3,25–3,50 m). Ebben a szintben egymástól jelentős mértékben eltérő ökológiai igényű fajok együtt találhatók. A xeroterm *Pupilla triplicata* és a nedvességkedvelő, komoly lehűlést jelző *Columella columella* egyaránt nagy számban fordul elő.

1b. A löszköteg következő klímaszakasza a Mórágy, Kossuth utcai szelvényből mutatható ki 7,75–10,40 méter között. Az összlet „bagi tefrát" is bezáró szakaszából viszonylag enyhe, kiegyenlített klímára utaló fauna került elő. A faunában részben a nagy tűrőképességű fajok dominálnak (*Pupilla muscorum* és *Orcula dolium*), jelentős súllyal szerepel a *Vallonia costata* is. A hidegtűrő higrofil *Trichia hispida* aránya is magas. Megjelenik a középső-pleisztocénre utaló *Neostyriaca corynodes*. A *Neostyriaca* az eddigi tapasztalatok alapján általában hűvös sztyeppkörnyezetre utaló faunaelemekkel együtt fordul elő erős lehűlési periódusokban lerakódott löszös üledékekben (KROLOPP 1994). A faj ma erdei környezetben él. A malakohőmérővel számított júliusi középhőmérsékleti adatok 15 °C felettiek. A Mórágy, Kossuth utcai szelvényben a „bagi tefra" vékony rétege ebbe a paleoökológiai szintbe ékelődött.



2. ábra. A vizsgált szelvények rétegsorai. Jelmagyarázat: 1. lösz; 2. homokos lösz; 3. erősen mállott lösz; 4. humuszos szint; 5. paleotalaj; 6. erősen fejlett paleotalaj; 7. homokréteg (finomhomok); 8. homokréteg (apróhomok); 9. keresztrétegzett homok; 10. „bagi tefra"; 11. konkréciók; 12. karbonátfelhalmozódásos szint; 13. krotovina. A szelvények jelölései (zárójelben a szelvények tetejének tengerszint feletti magassága) I – Mohács-dél 1 (86,8 m); II – Mohács-dél 2 (85,8 m); III – Mohács-dél 3 (88,8 m); IV – Mohács-nyugat (122,8 m); V – Mohács, téglagyár (150 m); VI – Dunaszekcső (122 m); VII – Furkótelep (118 m); VIII – Bátaapáti (155 m); IX – Mórágy–2 (182 m); X – Mórágy–3 (170 m); XI – Mórágy, Kossuth utca (178 m); XII – Szálka (142 m) XIII – Szekszárd-dél (170 m); XIV – Szekszárd (118 m)

Fig. 2 Lithology of the studied profiles. Legend: 1 loess; 2 sandy loess; 3 strongly weathered loess; 4 humic horizon; 5 paleosol; 6 strongly developed paleosol; 7 sand layer (fine-grained); 8 sand layer; 9 cross-bedded sand layer; 10 „bag tephra"; 11 concretions; 12 carbonate accumulation horizon; 13 crotovina. The profiles: I – Mohács-south 1 (86.8 m); II – Mohács-south 2 (85.8 m); 3 – Mohács-south 3 (88.8 m); IV – Mohács-west (122.8 m); V – Mohács, brickyard (150 m); VI –Dunaszekcső (122 m); VII – Furkótelep (118 m); VIII – Bátaapáti (155 m); IX – Mórágy–2 (182 m); X – Mórágy–3 (170 m) ; XI – Mórágy, Kossuth street (178 m); XII – Szálka (142 m); XIII – Szekszárd-south (170 m); XIV – Szekszárd (118 m)

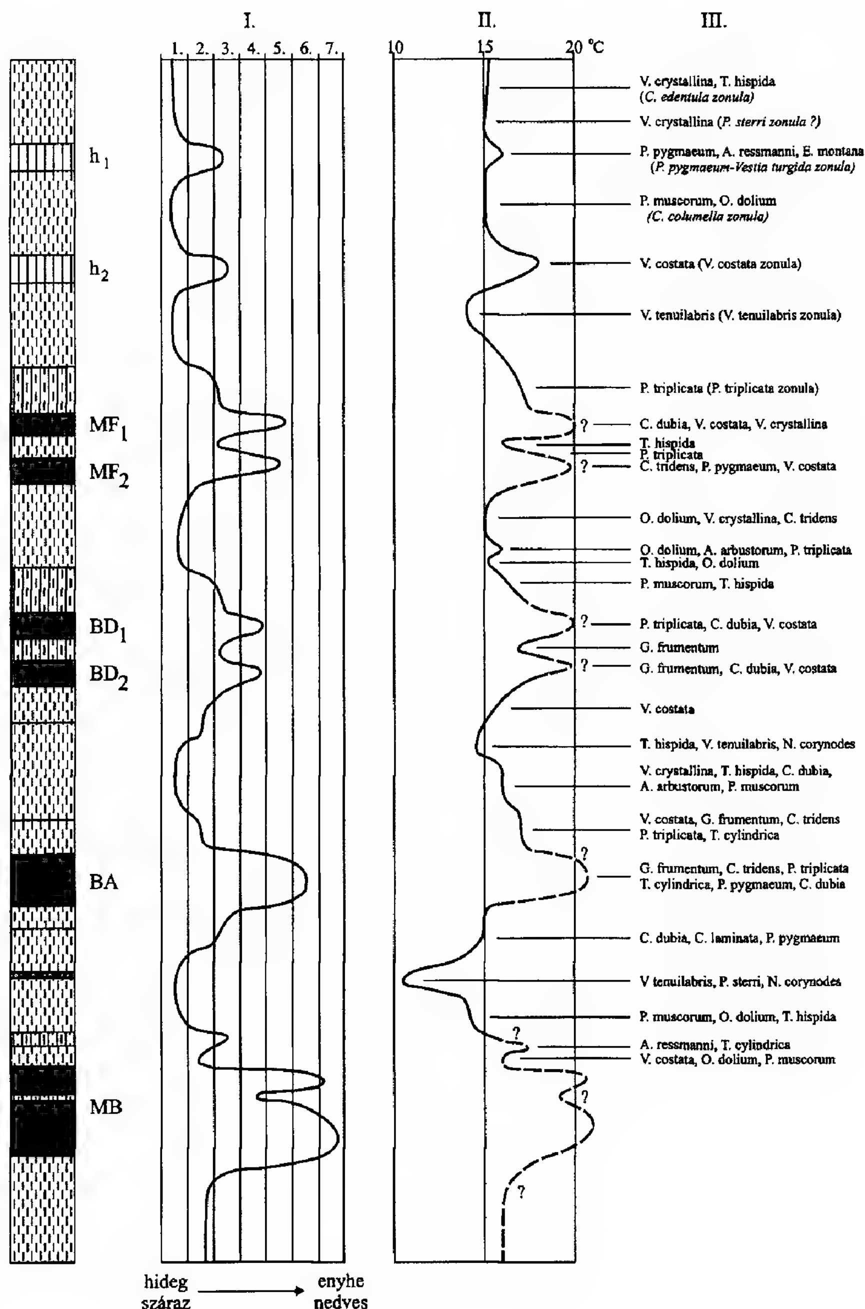
1c. A dunaszekcsői és a Mórágy–2. és –3. szelvényben a „bagi tefra" egy jellegében alapvetően eltérő ökológiai szakasz löszrétegébe települ. A Kossuth utcai feltárással összehasonlítva szegényesebb, alacsony fajszámú fauna száraz, hűvös, egy szintben szélsőségesen hideg klímára utal. Ez a MB és BA talajszintek közötti löszkötegből kimutatott harmadik paleoökológiai szint.

A tufitréteg alatti löszkötegben a dunaszekcsői (18,50–20,00 m) és a Mórágy–2. sz. (3,50–4,25 m) feltárások esetében a holarktikus, nyílt területen élő *Pupilla muscorum* erős, 80%-ot is elérő dominanciája jellemző. Mellette már a tufithorizont alatt megjelennek és tekintélyes arányban szerepelnek a hideg, száraz klímára utaló fajok (*Vallonia tenuilabris, Pupilla sterri, Neostyriaca corynodes*). Mindhárom rétegsorban közvetlenül a tefra alatt illetve a „tufa" szintet bezáró löszben igen jelentős lehűlés mutatható ki, a *Vallonia tenuilabris* és/vagy a *Pupilla sterri* csaknem kizárólagos, 90% feletti dominanciájával. (Dunaszekcső 18,00–18,50 m; Mórágy–2. 3,00–3,50 m; Mórágy–3. 2,52–2,75 m). A júliusi középhőmérséklet a malakohőmérő adatok szerint 10–11 °C-ig süllyedt, a hideg, száraz, nyílt sztyeppterületen alig néhány faj élt. A dunaszekcsői szelvényben a tufitot bezáró löszhorizontban már megjelenik a fokozatosan ismét enyhülő klímára utaló fauna. Ez az enyhülés azonban csak viszonylagos, mivel a júliusi középhőmérséklet néhány °C-os emelkedése ellenére még mindig a hidegmaximumhoz közeli szakaszban keletkezett az üledék.

A négy „bagi tefra" horizontot feltáró szelvényben, ahogyan azt KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI (1964) és HORVÁTH E. et al. (1992) is észlelték, a tufitszint a Basaharc alsó eltemetett talajszint alatti löszkötegbe ékelődik. A „bagi tefra" két, egymástól erősen különböző paleoökológiai szakaszban keletkezett löszrétegbe települ. Ez felveti azt a lehetőséget, hogy a „bagi tefra" néven ismert képződmény legalább két, különböző időszakban lerakódott vulkáni tufithorizontot jelöl. A lehűlési maximum a Kossuth utcai szelvényben nem mutatható ki, az ekkor keletkezett löszköteg – a feltételezett felső „tefraszinttel" együtt – valószínűleg lepusztult. Az eddigi eredmények alapján a Kossuth utcai rétegsorban kimutatott paleoökológiai szakaszt tartom idősebbnek. Ezt követhette a többi szelvényben kimutatott erőteljes lehűlés.

1d. A BA paleotalaj alatti löszköteg negyedik klímaszakasza a Szekszárd-dél szelvényből (2,50–3,25 m) mutatható ki. A faunában igen jelentős aránnyal szerepelnek a zártabb növényzetre utaló fajok, köztük megjelenik néhány erdei faj is (*Discus perspectivus, Limacidae*-k). A klíma fokozatos enyhülésére utal a *Vallonia costata* erősödő jelenléte és a xeroterm fajok néhány példánya is. A faunában ezenkívül a higrofil-szubhigrofil fajok aránya meghatározó. A júliusi középhőmérséklet 15 °C feletti volt. A nedves, csapadékos klímán megkezdődött a terület beerdősülése. Ez a paleoökológia szakasz a közvetlenül a BA talajszint keletkezését megelőző időszak viszonyait tükrözi.

A BA talajszint kialakulását közvetlenül megelőző enyhe periódust jelző melegkedvelő (*Granaria frumentum, Pupilla triplicata, Chondrula tridens, Truncatellina cylindrica*) és zártabb növényzetre utaló, erdei (*Discus rotundatus, D. perspectivus*) faunaelemek a Mórágy–2. és 3. szelvényben is megtalálhatók a BA alatti löszrétegekben.


I.
1. 2. 3. 4. 5. 6. 7.
II.
10 15 20 °C
III.
h1
h2
MF1
MF2
BD1
BD2
BA
MB
V. crystallina, T. hispida
(C. edentula zonula)
V. crystallina (P. sterri zonula ?)
P. pygmaeum, A. ressmanni, E. montana
(P. pygmaeum-Vestia turgida zonula)
P. muscorum, O. dolium
(C. columella zonula)
V. costata (V. costata zonula)
V. tenuilabris (V. tenuilabris zonula)
P. triplicata (P. triplicata zonula)
C. dubia, V. costata, V. crystallina
T. hispida
P. triplicata
C. tridens, P. pygmaeum, V. costata
O. dolium, V. crystallina, C. tridens
O. dolium, A. arbustorum, P. triplicata
T. hispida, O. dolium
P. muscorum, T. hispida
P. triplicata, C. dubia, V. costata
G. frumentum
G. frumentum, C. dubia, V. costata
V. costata
T. hispida, V. tenuilabris, N. corynodes
V. crystallina, T. hispida, C. dubia,
A. arbustorum, P. muscorum
V. costata, G. frumentum, C. tridens
P. triplicata, T. cylindrica
G. frumentum, C. tridens, P. triplicata
T. cylindrica, P. pygmaeum, C. dubia
C. dubia, C. laminata, P. pygmaeum
V tenuilabris, P. sterri, N. corynodes
P. muscorum, O. dolium, T. hispida
A. ressmanni, T. cylindrica
V. costata, O. dolium, P. muscorum
?
hideg
száraz
enyhe
nedves

2. A Basaharc alsó talajszintből a talajképződéssel együttjáró kioldódás miatt egyetlen feltárásban sem került elő értékelhető mennyiségű malakofauna (Szekszárd-dél, Mórágy, Kossuth utca, Mórágy–2., Mórágy–3.). A talajszintből melegkedvelő és zártabb növényzetre utaló fajok (*Granaria frumentum, Chondrula tridens, Pupilla triplicata, Truncatellina cylindrica, Punctum pygmaeum, Clausilia dubia*) néhány példányát sikerült kimutatni. Jelenlétük a talajképződés időszakának nagyon enyhe, csapadékos viszonyaira utal. Érdekesség a dunaszekcsői szelvény talajszintjéből előkerült hat vízi faj jelenléte, ami időszakos pocsolyák létét bizonyítja.

3. A Basaharc alsó és Basaharc dupla paleotalaj-szintek közötti löszköteg öt szelvény (Szekszárd, Szálka, Bátaapáti, Mórágy, Kossuth utca, Dunaszekcső) esetében viszonylag teljes, a Szekszárd-dél, Mórágy–2. és Mórágy–3. feltárásokban csak a BA feletti löszköteg alsó szakasza vizsgálható. A fauna alapján négy paleoökológiai szakasz különíthető el.

3a. A Basaharc alsó talajszint feletti mállott löszréteg legalsó szakaszán előforduló xeroterm fajok (*Granaria frumentum, Chondrula tridens, Pupilla triplicata, Truncatellina cylindrica*) arra utalnak, hogy a talajképződés lezárulása után a klíma továbbra is meleg volt, de szárazabb, mint a talajképződés idején (Mórágy–2. 0–0,75 m, Mórágy, Kossuth utca 1,50–2,50 m, Bátaapáti 3,75–4,50 m). Az enyhe szakaszokra jellemző *Vallonia costata* aránya a 70%-ot is elérheti (Szekszárd-dél 0–0,50 m). Az üledékből hiányoznak a higrofil, zártabb növényzetre utaló fajok. Ez a paleoökológiai szakasz a talajképződést követő enyhe, száraz klímájú periódust képviseli, amikor a területen a zártabb foltokkal szemben ismét a nyílt vegetáció vette át az uralmat.

A faunában már megjelenhetnek a hidegtűrő fajok is. A Mórágy–2. sz. szelvényben (0–0,75 m) a paleotalaj feletti, xeroterm és mezofil fajokkal jellemezhető szakaszban ismét felbukkan a *Neostyriaca corynodes*. Jelenléte már a következő, hűvösebb szakaszba vezet át. Hasonló kevert képet mutat a szekszárdi szelvényben a paleotalaj feletti szint. Itt a nagy arányban jelenlévő zártabb növényzetre utaló és mezoterm fajok között tűnik fel a xeroterm fajokkal együtt a száraz, hűvös klímát jelző *Vallonia tenuilabris*.

3b. A meleg, száraz klímára utaló paleoökológiai szint felett hűvösebb, nedves klímaszakasz mutatható ki a szálkai (5,75–6,25 m), dunaszekcsői (14,50–14,75 m),

← 3. *ábra*. A délkelet-dunántúli középső- és felső-pleisztocén rétegsor alapján kimutatott klímaváltozások. I – Az üledék mállottsági foka (HUM & FÉNYES 1995; HUM 1997, 1998, 1999b) 1. gyengén mállott lösz, 2. mállott lösz, 3. erősen mállott lösz, 4. Basaharc dupla paleotalaj, 5. Mende felső paleotalaj, 6. Basaharc alsó paleotalaj, 7. Mende bázis paleotalaj. II – A malakofauna alapján számított júliusi középhőmérséklet. A szaggatott vonallal feltüntetett szakaszokon nem rendelkezünk eredményekkel. III – Jellemző ill. rétegtanilag fontos fajok. Az ábra jelmagyarázata azonos a 2. *ábrá*éval

Fig. 3 Palaeoclimatic changes in the Middle and Upper Plaeistocene sequences of SE-Transdanubia as reconstructed from geochemical and quarter malacological investigations of the sediments. I – Degree of weathering (HUM & FÉNYES 1995, HUM 1997, 1998, 1999b). 1. weakly weathered loess; 2 weathered loess; 3 strongly weathered loess; 4 Basaharc double paleosol complex; 5 Mende upper paleosol complex; 6 Basaharc lower paleosol; 7 Mende base paleosol; II – Average mean July temperatures determined by malacothermometry; III – Important species. For legend see Fig. 2

szekszárdi (12,25–13,00 m) és a bátaapáti (2,75–3,75 m) szelvényekből. A 15–16 °C júliusi középhőmérsékletű periódusban a higrofil, szubhigrofil fajok dominálnak (*Vitrea crystallina, Trichia hispida, Succinea oblonga*). Mellettük fontosak a zártabb növényzeti borítottságra utaló fajok, mint a *Punctum pygmaeum, Clausilia dubia, Arianta arbustorum*. A fauna jelentős hányadát alkotják a mezofil fajok (*Orcula dolium, Pupilla muscorum, Vallonia costata*).

A dunaszekcsői szelvényben az uralkodó nedvességkedvelő, hidegtűrő csoport mellett 15%-kal az időszakos, kisebb állóvizekben élő mocsári fajok is szerepelnek. A nedves klímán időszakos pocsolyák alakultak ki, ez ad magyarázatot a vízi csigák (*Lymnaea truncatula, Planorbis planorbis, Gyraulus laevis*) ilyen arányú megjelenésére a száraztérszíni képződményben. A szelvényben a BD paleotalaj szintjéig fel-felbukkannak a vízi fajok.

A Mórágy–3. sz. szelvényben (0–0,75 m) ebben a paleoökológiai szakaszban jelenik meg ismét a *Neostyriaca corynodes*. A fauna itt túlnyomóan nedvességigényes, hidegtűrő (a csoportban a *Columella columella* is feltűnik), valamint zártabb növényzetre utaló fajokból áll. Az általában hűvös, szárazabb periódusokra jellemző Neostyriaca két szelvényben is előfordul a Basaharc alsó talajszint feletti löszkötegben. Ez a kevert jellegű fauna a lehűlési maximumba vezet át.

3c. A Basaharc alsó és Basaharc dupla paleotalaj-horizontok közötti hidegmaximum a szekszárdi (12,00–12,25 m) szelvényből mutatható ki. A bátaapáti szelvény azonos szintjében nem tapasztalható erős lehűlés, bár a *Vallonia tenuilabris* itt is megjelenik. Hasonlóan kevert jellegű fauna található a szálkai szelvényben, ahol a *Vallonia tenuilabris* szintén feltűnik az adott szakasz több mintájában. A szekszárdi szelvényben, valamint a Mórágy–3. sz. feltárásban erősebb lehűlés tapasztalható. A júliusi középhőmérséklet mindkét szelvényben 14 °C-ra esett vissza. A hidegtűrő, nedvességkedvelő *Trichia hispida* és *Succinea oblonga* dominanciája mellett jelentős arányban jelentek meg az erős lehűlést jelző fajok (*Vallonia tenuilabris*, a mórágyi szelvényben *Columella columella, Neostyriaca corynodes*). A kísérő faunából a hidegmaximum periódusában teljesen kiszorultak a xeroterm fajok valamint a *Vallonia costata*. A nedvességkedvelő csoportok nagy aránya arra utal, hogy a nyílt növényzettel borított területre továbbra is jelentős mennyiségű csapadék hullott.

A BA talajszint alatt és felett települő löszkötegekben előforduló *Neostyriaca corynodes* korjelző faj. Hazai pleisztocén képződményeinkben általában löszben fordul elő (KROLOPP E. 1994), hideg klímára utaló faunaelemekkel együtt, melyek alapján számított júliusi középhőmérséklet a mainál (21 °C) mintegy 7–9 °C-al hűvösebb. Legkésőbbi előfordulása a riss glaciálisra tehető, ezért a bezáró képződmények mindenképpen középső-pleisztocén (riss vagy idősebb) korúak. A *Neostyriaca corynodes* megjelenésének különös jelentőséget ad, hogy a Kárpát-medencében vezérszintként felhasználni kívánt „bagi tefrát" magába záró, a Basaharc Alsó paleotalaj-szint alatti löszkötegből is előkerült. A szintjelző faj megerősíti, hogy a korábban infrawürm talajnak tartott Basaharc alsó talajszint alatti löszköteg riss vagy annál idősebb korú (PÉCSI 1993, 1995).

3d. A hidegmaximum faunája után a mezoterm, nagy tűrőképességű fajok, valamint a nagyobb növényzeti borítottságra utaló és a melegkedvelő faunaelemek kerülnek előtérbe. A bátaapáti (1,00–1,50 m) és szekszárdi (5,35–6,25 m)

szelvényekből kimutatott enyhe, kevésbé nedves szakaszban a júliusi középhőmérséklet felfelé növekedő értékei 16-ról 18 °C fölé emelkedtek. A bátaapáti szelvényben az újra megjelenő xeroterm fajok (*Granaria frumentum, Chondrula tridens, Pupilla triplicata*) és a zártabb növényzetet kedvelők csoportjának kismértékű, de állandó jelenléte, valamint a *Vallonia costata* magasabb aránya tapasztalható. A szekszárdi feltárásban jobban nyomon követhető a faunán belüli arányeltolódás, ezzel a klíma melegedése. A szakasz kezdetén a nedvességkedvelő és mezoterm fajok dominanciája mellett a melegkedvelők aránya kisebb. Felfelé haladva a nedvességkedvelő fajok aránya lecsökkent, a xeroterm fajok jelenléte pedig meghatározóvá vált. A szakasz végén a klíma nagyon enyhévé és szárazzá vált, a bokros területen élők aránya is visszaesett. A mállott löszrétegből kimutatott paleoökológiai szakasz már átvezet a Basaharc dupla paleotalaj-komplexum alsó szintje (BD_2) keletkezésének periódusába.

4a. A Basaharc dupla paleotalaj alsó szintjében (BD_2) szórványosan előforduló faunát a dunaszekcsői, Mórágy, Kossuth utcai, szekszárdi és bátaapáti szelvények vizsgálata alapján elsősorban a xeroterm fajok (*Granaria frumentum, Chondrula tridens, Pupilla triplicata*) és a nagyobb növényzeti borítottságra utaló faunaelemek (*Clausilia dubia, Punctum pygmaeum, Arianta arbustorum*) jelenléte jellemzi. Helyenként jelentős arányban fordulnak elő a nagy ökológiai tűrőképességű fajok is, mint az *Orcula dolium, Pupilla muscorum* és *Vallonia costata*. A fauna összességében meleg periódusra utal, melyben a területet zártabb növénytakaró borította.

4b. A BD_2 és BD_1 paleotalajok közötti vékony, mállott löszréteg a Mórágy, Kossuth utcai, a bátaapáti (0–0,40 m), a szekszárdi és a dunaszekcsői (13,00–13,25 m) szelvényben vizsgálható. Minden esetben enyhe, illetve meleg, 16–19 °C közötti júliusi középhőmérsékletre utaló fauna került elő. A fajok túlnyomóan a mezoterm és a melegkedvelő, szárazságtűrő csoportok között oszlanak meg. A fauna esetenként (Mórágy, Kossuth utcai szelvény 0,75–1,25 m) nagyon meleg, a mai júliusi középhőmérséklettel csaknem azonos értéket mutat, de extrém száraz klimatikus viszonyok mellett. Az eltemetett paleotalajok felett gyakran található mállott, vályogos zónában (PÉCSI 1993) általában xeroterm fajok fordulnak elő. Ezek száraz, meleg klímára utalnak, melyben a talajképződés lezárult. A talajképződés szakaszára jellemző zárt, bokros-ligeterdős növényzeti borítottság fokozatosan megszűnt, a nyílt felületek általánossá váltak. Ez a paleoökológiai állapot tükröződik a BD_2 és BD_1 paleotalaj-szintek közötti löszrétegben. Néhány szelvényben (Szekszárd 9,50–10,00 m, Bátaapáti 0–0,40 m) nem tapasztalható a klíma erősen szárazzá válása. A két talajszint közötti löszrétegben is jellemzőek a nagyobb növényzeti borítottságot igénylő fajok, de a fauna ezekben is egyértelműen enyhe klímára utal.

4c. A Basaharc dupla talajkomplexum felső (BD_1) eltemetett talajszintjében a dunaszekcsői szelvénynél csak szórványosan találtunk mollusca példányokat. A faunában a nedvességkedvelő fajok mellett ismét jelentős szerep jut a melegkedvelő fajoknak (*Granaria frumentum*), és a *Vallonia costata*-nak. A szekszárdi és szálkai feltárások azonos szintjeiben értékelhető mennyiségű mollusca héjat találtunk. A faunában a közel 50%-os arányú melegkedvelő fajok (*Pupilla triplicata, Chondrula tridens*) mellett jelentős a mezoterm csigák (*Vallonia costata,*

Orcula dolium, Pupilla muscorum) egyedszáma. A nedvességkedvelő és a nagyobb növényzeti borítottságra utaló fajok (*Clausilia dubia, Arianta arbustorum, Cochlodina laminata, Punctum pygmaeum*) a klíma csapadékos jellegére utalnak.

5. A szekszárdi és szálkai szelvények vizsgálata alapján a BD és MF kettős paleotalaj-komplexumok közötti löszkötegből négy egymást követő paleoökológiai szakaszt mutattunk ki, melyek a klíma fokozatos lehűlésére majd ismételt felmelegedésére utalnak.

5a. A BD paleotalaj kialakulását követően egy rövid, csak a szálkai szelvényből kimutatott (3,50–3,75 m) meleg, csapadékos periódust mindkét feltárásban enyhe, csapadékos paleoökológiai szakasz követi (Szekszárd 7,50–9,25 m; Szálka 3,50–3,75 m). A mezoterm fajok (*Pupilla muscorum, Vallonia costata, Orcula dolium*) dominanciája mellett a nedvességkedvelő „löszcsigák" (*Trichia hispida, Succinea oblonga*) is jelentősek. A faunában a melegkedvelő és a bokros területen élő fajok is megtalálhatók. Az enyhe, csapadékos időszakban a júliusi középhőmérséklet meghaladta a 16 °C -ot.

5b. Az ezt követő paleoökológiai szakaszban (Szekszárd 6,25–7,25 m; Szálka 2,25–3,50 m) a hidegtűrő higrofil *Trichia hispida* és *Succinea oblonga* mellett elsősorban a nagy ökológiai tűrőképességű *Orcula dolium*, valamint a nedvességkedvelő, de kevésbé hidegtűrő *Vitrea crystallina* jelenléte meghatározó. A mintákban mindvégig jelen vannak a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő fajok. A xeroterm csigákkal együtt a mezoterm, elsősorban enyhébb periódusokban jelentős arányú *Vallonia costata* is eltűnik a szakasz közepén. Az enyhe szakaszban jelentkező kismértékű lehűlés a löszköteg keletkezésének leghűvösebb időszaka.

5c. A következő paleoökológiai szakasz a szálkai szelvényben (1,75–2,25 m) a kismértékű lehűlési periódus után jelentkezik. A faunában az *Orcula dolium* 2/3-os dominanciája mellett igen jelentős az erdős-bokros területen élő *Clausilia dubia* és az *Arianta arbustorum* fajok egyedszáma. Meghatározó továbbá a melegkedvelők (*Chondrula tridens, Pupilla triplicata*) aránya. A hidegtűrő, nedvességkedvelő fajok jelenléte erősen lecsökkent. A fauna enyhe, csapadékos klímát bizonyít, az üledék egy mikrointerstadiális periódusban keletkezhetett. A júliusi középhőmérséklet megközelítette a 16 °C-ot.

5d. Az enyhe, csapadékos periódust viszonylag enyhe, kiegyenlített klímájú paleoökológiai szakasz követi (Szálka 0,00–1,75 m). A faunában az *Orcula dolium* mellett ismét nagyobb arányban jelentkeznek a szubhigrofil és higrofil fajok (*Vitrea crystallina, Trichia hispida, Succinea oblonga*). A melegkedvelő fajok közül a Chondrula tridens jelenléte 10%-ot is elérhet, hasonló arányú a bokros-ligeterdei környezetben élő *Clausilia dubia* és *Arianta arbustorum* is.

A löszkötegben jelentkező kismértékű lehűlési periódust követő mikrointestadiális és löszképződési szakasz a szekszárdi szelvényből nem volt kimutatható. A rétegsorban a Mende felső talajkomplexum alsó (MF_2) tagját is magába foglaló rétegtani hiány feltételezhető, mely a gyengén mállott és mállott löszréteg határán 6,25 méternél jelentkezik a rétegsorban.

6a. A Mende felső kettős paleotalaj alsó szintjéből (MF_2) a héjak kioldódása miatt alig került elő néhány mollusca példány. Ezek közül elsősorban a meleg-

kedvelő *Chondrula tridens*, a zártabb környezetet kedvelő *Punctum pygmaeum*, valamint a mezoterm *Vallonia costata* említhető.

6b. A MF_2 és MF_1 paleotalaj-szintek közötti mállott löszréteget a Mohács-téglagyári (2,75–3,00 m) és a szekszárdi (üledékhiánnyal megszakított) szelvények tárják fel. Mindkét esetben enyhe, száraz, 17 °C júliusi középhőmérsékletű klímaszakasz következik a MF_2 talajszint felett. Jellemző fajok a *Pupilla muscorum, Vallonia costata, Granaria frumentum, Chondrula tridens* és *Pupilla triplicata*. A területen a korábbi zártabb növényzet ritkábbá vált, a nyílt, fűvegetációval borított száraz, sztyeppszerű környezetben ismét löszképződés indult meg. Ezután enyhe, 16 °C feletti júliusi középhőmérsékletű, csapadékos fázis következik, melyben a növényzeti borítottság az előző szakaszhoz képest zártabbá vált (*Clausilia dubia, Arianta arbustorum, Cochlodina laminata, Punctum pygmaeum*). Az enyhe, csapadékos klíma – amennyiben a kettős paleotalaj esetében folyamatos üledékképződést feltételezünk – átvezet a felső talajszint kialakulásának szakaszába. A két talajszint közötti löszréteg faunája enyhe szakaszt képvisel, ez azonban nem zárja ki azt, hogy a két paleotalaj kialakulása közötti időszak képződményeinek egy része lepusztult. Az általunk vizsgált kettős paleotalajokat (BD, MF) elválasztó löszrétegekből azonban kizárólag enyhe klímára utaló fauna mutatható ki.

6c. A Mende felső kettős paleotalaj felső szintjéből (MF_1) a mollusca héjak kioldódása miatt általában csak alacsony egyedszámú, szórványos fauna került elő. Csak a szekszárdi szelvény MF_1 paleotalajának felső szakasza tartalmazott értékelhető mennyiségű malakológiai anyagot, amely a többi feltáráshoz hasonlóan a nedvességkedvelő (*Vitrea crystallina, Succinea oblonga, Trichia hispida*), a zártabb növényzetre utaló (*Clausilia dubia, Cochlodina laminata, Punctum pygmaeum*), és a mezoterm (*Pupilla muscorum, Vallonia costata*) fajok között oszlik meg. A xeroterm *Pupilla triplicata* ritkán fordul elő. A fauna összességében enyhe, csapadékos klímaszakaszban végbement talajképződést bizonyít, amikor a területet nagyobb arányban borították bokros-ligeterdős foltok.

7. A Mende felső talajkomplexum feletti löszkötegek és humuszos horizontok malakofaunája a Mohács-téglagyári, Mohács-nyugati, Mohács-dél 1., Mohács-dél 2., Mohács-dél 3., furkótelepi, dunaszekcsői és szekszárdi feltárásokban tanulmányozható. A rétegsorokban a *Bithynia leachi–Trichia hispida* biozóna *Catinella arenaria* és *Semilimax kotulai* szubzónájába tartozó malakológiai zonulák (SÜMEGI & KROLOPP 1995; FŰKÖH et al. 1995), ill. az ezeknek megfelelő paleoökológiai szakaszok mutathatók ki. Három feltárásban a malakológiai zonulák ill. szedimentológiai szintek hiánya alapján az MF_1 paleotalaj felett rétegtani hiányt tapasztaltunk. Az üledékhiány SÜMEGI & KROLOPP (1995) abszolút koradatait figyelembe véve 5 000–9 000 éves szakasznak felel meg közvetlenül a MF_1 paleotalaj kialakulását követően.

7a. Egyedül a dunaszekcsői szelvény felső-würm rétegsora folyamatos. A szelvényben az MF_1 paleotalaj feletti erősen mállott löszrétegből 7,25–7,50 m között mutatható ki a *Pupilla triplicata* zonula. A faunában a melegkedvelő, szárazságtűrő fajok (*Pupilla triplicata, Granaria frumentum, Chondrula tridens*) mellett jelentős, egyharmados aránnyal szerepelnek a zártabb növényzeti

borítottságra utaló fajok (*Clausilia dubia, Punctum pygmaeum*) is. A fauna további egyharmadát a nagy ökológiai tűrőképességű fajok (köztük az enyhe szakaszok jellegzetes faunaeleme, a *Vallonia costata*) adják. A fauna alapján nagyon enyhe, 17 °C júliusi középhőmérsékletű, viszonylag csapadékos periódus rekonstruálható. A növényzeti borítottság zártabb volt, mint általában a talajképződést követő száraz szakaszokban.

7b. Szintén csak a dunaszekcsői szelvényben tanulmányozható a *Vallonia tenuilabris* zonula faunaegyüttese. A 6,75–7,25 m közötti löszrétegből kimutatott paleoökológiai szakaszban a fauna képe jelentősen megváltozott. A korábban meghatározó xeroterm fajok jelentéktelen arányban fordulnak elő. Erősen megnövekedett a nedvességkedvelő fajok jelenléte, ezen belül a hidegtűrő higrofil *Trichia hispida* aránya. A szárazság- és hidegtűrő *Vallonia tenuilabris* nagy aránya erős lehűlésre utal. Bár a faj általában nyílt, hideg, száraz sztyeppkörnyezetet jelez, a szintben jelentős mennyiségben találtunk bokros, ligeterdei élettereket kedvelő faunaelemeket (*Clausilia dubia, Punctum pygmaeum*) is. A hűvös, 14 °C júliusi középhőmérsékletű, továbbra is csapadékos periódusban a növényzeti borítottság jelentős volt.

7c. A dunaszekcsői (6,00–6,75 m) és a Mohács-nyugati szelvényből (1,25–2,50 m) mutatható ki a *Vallonia costata* zonula. A paleoökológiai szakasz jól párhuzamosítható a Dunaújváros–Tápiósüly lösz-összlet alsó humuszos szintjével (h_2) (SÜMEGI & KROLOPP 1995). A faunában 30–70%-os arányú a *Vallonia costata*. A faj általában felmelegedési szakaszokban jelenik meg nagyobb arányban, ebben az esetben a würm3 stadiális egyik legmelegebb periódusát jelzi, melyben a júliusi középhőmérséklet 16–18 ° C közötti volt. Tekintélyes arányú a xeroterm fajok csoportja, a *Granaria frumentum* 17%-os dominanciacsúcsát itt találtuk. A faj három alkalommal nyomult előre északi irányba a würmben, az utolsó jelentős előretörését a 20 000–22 000 BP évek között kimutatott *Vallonia costata* zonula idejére helyezik (SÜMEGI 1996). Továbbra is jelen vannak a bokros-ligeterdős környezetben élő fajok is. A meleg, kissé csapadékos szakaszban erős mállás indult meg, ez azonban nem vezetett jól fejlett talajszint kialakulásához. A pedogenezis megrekedt egy embrionális talaj szintjén. A Mohács-nyugat szelvényben csak egy alacsony egyedszámú, kilúgozott szint utal a kezdetleges talajképződésre, a dunaszekcsői szelvényben sem tapasztalható jelentős változás a bezáró üledékben.

7d. A *Columella columella* zonulába sorolható fauna a szekszárdi (4,25–4,75 m), dunaszekcsői (4,40–6,00 m), furkótelepi (2,75 m), Mohács-dél 1. sz. (1,75–2,00 m) és Mohács-dél 3. sz. (1,75–2,00 m) rétegsorokból mutatható ki. A viszonylag hűvös paleoökológiai szakasz a szekszárdi szelvényben közvetlenül a MF_1 paleotalaj szintje felett következik, tehát ebben az esetben is jelentős, SÜMEGI & KROLOPP (1995) abszolút koradatai alapján mintegy 7 000 éves üledékhiánnyal kell számolnunk. A furkótelepi és a mohácsi feltárásokban a szint egy homokos löszréteg felett, illetve magában a löszös homokban, homokos löszben jelentkezik. Az aljzat minősége miatt ez utóbbi esetekben a fauna sajátos összetételű. A szárazabb környezetben általában a nagy tűrőképességű fajok dominálnak, a *Pupilla muscorum* vagy az *Orcula dolium* aránya a 80–97%-ot is eléri. A mezoterm fajok alacsonyabb aránya mellett a Mohács-dél 1. sz. szelvényben a nedvesség-

kedvelők jelentősek, az utóbbiak együttesen a fauna 50%-át adják. A bezáró üledék itt homokos lösz. A szekszárdi és dunaszekcsői feltárásokban a fauna jellegzetesen hűvös, nedves környezetre utal. Az üledékképződés nyílt területen zajlott, a nagyobb növényzeti borítottságra utaló fajok aránya alacsony. A nedvességkedvelők dominanciája 90%-os is lehet, köztük a *Vitrea crystallina, Semilimax semilimax* és *Cochlicopa lubrica* mellett a fauna közel felét a jellegzetes „löszcsigák", a hidegtűrő *Trichia hispida* és *Succinea oblonga* alkotják. A malakohőmérővel számított júliusi középhőmérséklet a löszös rétegekben 15 °C körüli.

7e. A *Punctum pygmaeum–Vestia turgida* zonula faunája hét feltárásban vizsgálható. A paleoökológiai horizont a Mohács-téglagyári feltárásban közvetlenül a MF_1 paleotalaj fedőjében települő h_1 humuszos szintből mutatható ki. Ez a legjelentősebb – a zonulák abszolút kora alapján hozzávetőlegesen 9 000 évnek megfelelő – üledékhiány, amit felső-würm képződmények esetében tapasztaltunk. A vizsgált szelvények alapján a terület enyhébb, csapadékosabb jellege miatt a zártabb növényzetnek mindig nagyobb szerep jutott, mint a Kárpát-medence belsőbb, szélsőségesebb klímájú részein. Ezért a nagyobb növényzeti borítottságra utaló fajok jelenléte a csapadékosabb periódusokban tartósabb, korábban megjelentek és később tűntek el a faunából, mint az északabbra fekvő területeken. Emiatt a vizsgált (pl. szekszárdi, furkótelepi és a dunaszekcsői) szelvényekben a *Punctum pygmaeum* dominancia-csúcsa is elhúzódó.

A zonula faunájában legnagyobb arányban a nedvességkedvelő fajok fordulnak elő. A nyíltabb területre jellemző szubhigrofil és higrofil faunaelemek mellett a szint jellegadó ökológiai csoportja zártabb növényzeti borítottságra utal (*Punctum pygmaeum, Clausilia dubia, Arianta arbustorum*). A furkótelepi és a Mohácstól délre fekvő szelvények esetében a löszös üledékekben általában nem vagy csak ritkán előforduló erdei fajok (*Aegopinella ressmanni, Ena montana, Discus rotundatus, Discus perspectivus*) is megjelennek. A kísérő faunában a mezoterm fajok, elsősorban a *Vallonia costata* jelentősek. A júliusi középhőmérséklet általában 16 °C körüli volt. A Mohácstól délre fekvő szelvényekben jelentős, akár 60%-os is lehet a melegkedvelő, szárazságtűrő fajok jelenléte, ez szárazabb és melegebb, 19 °C júliusi középhőmérsékletű klímára utal (HUM 1999a). A xeroterm fajok nagy aránya miatt az alsó szakaszban visszaszorulhatnak a paleoökológiai szintre jellemző, zártabb környezetet kedvelő fajok, a horizont jellegzetesen kétosztatúvá válhat (Mohács-dél 1.) A felső szintben már itt is nagyobb volt a növényzeti borítottság. A szint jól párhuzamosítható a Dunaújváros–Tápiósüly lösz-összlet h_1 humuszos szintjével. Az enyhe, csapadékos klímán a területen zártabbá vált a növényzet és megindult a talajképződés, azonban a 16 000–18 000 BP évek között kimutatott (SÜMEGI & KROLOPP 1995) mikrointerstadiális szakasz rövidsége miatt nem alakult ki jól fejlett talajszint.

7f. A Kárpát-medence löszfeltárásaiban a mikrointerstadiális szakaszt egy erős stadiális követi. Ez a késő-würm legutolsó lehűlési periódusa, melyben a hidegkedvelő fajok utoljára alkalommal bukkannak fel jelentős arányban löszös képződményeinkben (SÜMEGI & KROLOPP 1995). A stadiális faunájában az erős lehűlésre utaló fajok jellemzőek (*Pupilla sterri* zonula). A vizsgált hat, az adott szintet is feltáró szelvény (Szekszárd, Dunaszekcső, Mohács-téglagyár, Mohács-

dél 1., Mohács-dél 2., Mohács-dél 3.) közül egyikben sem jelentek meg a hidegtűrő fajok a *Punctum pygmaeum* dominanciacsúcsával jellemezhető szakasz felett. A folyamatos rétegsorokban az ebbe a paleoökológiai horizontba sorolható képződmények jellegükben sokkal közelebb állnak a következő, *Columella edentula* zonula faunájához. Legnagyobb arányban a nedvességkedvelő, nyílt területen élő fajok (*Vitrea crystallina, Trichia hispida, Succinea oblonga*) szerepelnek. Mellettük jelentős a nagyobb növényzeti borítottságra utaló fajok (*Clausilia dubia, Arianta arbustorum, Punctum pygmaeum*, illetve az erdei *Ena montana* és *Aegopinella ressmanni*) aránya is. Általában szintén nagyobb arányban szerepelnek a mezoterm fajok (*Pupilla muscorum, Orcula dolium* és az enyhébb klímát kedvelő *Vallonia costata*). A malakohőmérővel kiszámított júliusi középhőmérséklet 15–16 °C közötti volt. A fauna arra utal, hogy a területen a jellegzetes lehűlési periódus nem éreztette hatását, a klíma továbbra is enyhébb és nedvesebb volt. Ezzel együtt az előző szakaszra jellemző nagyobb növényzeti borítottság is megmaradt.

7g. A *Punctum pygmaeum–Vestia turgida* zonula feletti, malakofauna alapján kétosztatú rétegsor felső szakasza már egyértelműen a *Columella edentula* zonulával (SÜMEGI & KROLOPP 1995) azonosítható (Szekszárd, Dunaszekcső, Mohács-téglagyár, Mohács-dél 1., Mohács-dél 2., Mohács-dél 3. szelvények). A fauna túlnyomó hányadát a nedvességkedvelő, nyílt területen élő fajok alkotják (*Vitrea crystallina, Cochlicopa lubrica, Trichia hispida* és *Succinea oblonga*). Együttes arányuk 70–90% közötti. Mellettük a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő fajok továbbra is fontosak. A mezoterm fajok közül a *Pupilla muscorum* és *Orcula dolium* mellett a *Vallonia costata* is jelentős. A júliusi középhőmérséklet ebben a szakaszban is 15–16 °C közötti volt. A továbbra is enyhe, csapadékos szakaszban folytatódott a növényzeti borítottság előző szakaszban megindult átalakulása. Általánossá váltak a nyílt, csapadékos sztyepp környezetek, melyeken azonban bokros, árnyékos életterek is maradtak.

7i. A würm utolsó löszképződési periódusának (*Vertigo antivertigo–Vertigo geyeri* zonula) üledékei hiányoztak a vizsgált rétegsorok legfelső szakaszáról.

Következtetések

A vizsgálatok megerősítették és kiszélesítették a terület pleisztocén képződményeinek sajátos vonásaira vonatkozó megállapításokat (SÜMEGI & KROLOPP 1995).

Az üledékekből a korábban felismert, bokros területen élő fajok nagy aránya mellett kifejezetten erdei faunaelemek (*Discus perspectivus, Ena montana, Aegopinella ressmanni*) is előkerültek. A xeroterm fajok jelentős aránya a terület és a Duna–Tisza-köze déli része közötti klimatikus hasonlóságot támasztja alá. Néhány, a Kárpát-medence belsőbb területein kizárólag adott idő-horizontokban előforduló faj (pl. *Granaria frumentum*) tartós jelenléte arra utal, hogy a refugium-területek, melyekre a melegkedvelők a lehűlések idején visszahúzódtak, s melyekről a felmelegedések időszakaiban előrenyomultak, közel eshettek a vizsgált területhez. A DK-Dunántúl a faunamozgások teréül szolgáló „zöld

folyosó" részét képezte. A paleoökológiai vizsgálatok idősebb üledékekre való kiterjesztése bebizonyította, hogy a terület löszös képződményei a középső- és késő-pleisztocénben is viszonylag enyhe, csapadékos körülmények között képződtek. Kivételt képez ez alól a „bagi tefra" szintje körül jelentkező nagyon markáns, erős lehűlést jelző paleoökológiai szint, melyben a korjelző *Neostyriaca* is előfordul. A horizont tanulmányozása további figyelmet érdemel.

A felső-würm képződmények paleoökológiai vizsgálatai is a területen érvényesülő erős déli klímahatás következményeire világítanak rá. A területen a csapadék mennyisége és ezzel összefüggésben a növényzeti borítottság nagyobb volt, mint a Kárpát-medence középső és északabbi területein. A zártabb növényzeti borítottság azokra az időszakokra is jellemző (pl. *Pupilla triplicata* zonula, *Vallonia tenuilabris* zonula), melyekben a Kárpát-medence központi és északi területein általánossá váltak a nyílt területek. Az általában nagyobb növényzeti borítottság miatt a Kárpát-medence beerdősülését tükröző *Punctum pygmaeum–Vestia turgida* zonula elhúzódó jellegű. Az enyhébb klíma és a nagyobb növényzeti borítottság kiegyenlítő hatása miatt a lehűlések (*Pupilla sterri, Columella columella* zonula) erős hatása nem tapasztalható. A hidegkedvelő faunaelemek nem jelennek meg, az enyhébb szakaszokra jellemző *Vallonia costata* – ha csökkent arányban is – általában jelen van a faunában. A lehűlési időszakokban tapasztalt 15–16 °C-os és a felmelegedési periódusokban jellemző 17–19 °C-os júliusi középhőmérsékleti értékek több fokkal magasabbak a SÜMEGI (1989, 1996) által az ország északkeleti részéből kimutatott értékeknél. A löszös képződmények jellemzői egyértelműen az ún. preillír refugiumhatás tényét támasztják alá.

A délkelet-dunántúli „fiatal lösz" rétegsorban a fauna (júliusi paleo-hőmérsékletek és jellemző faunaelemek) és az üledék geokémiai vizsgálata (különböző mállást szenvedett üledékek) alapján kimutatott őskörnyezeti változásokat a 3. *ábra* szemlélteti. A két eltérő módszerrel kapott eredmények megegyeznek, az üledékek mállottsági fokát ábrázoló görbe jól illeszkedik a malakohőmérővel kiszámított klímagörbéhez. Az üledékek geokémiai vizsgálata alapján kimutatott trendek azonban a ritkább mintavételezés miatt nem érnek el olyan finomságot, mint a teljes rétegsor elemzésén alapuló malakológiai vizsgálatokkal kapott eredmények. A paleotalajok csoportosításában a mollusca-fauna kis egyedszáma miatt a szöveti, üledéktani és geokémiai adatok használhatók elsősorban. A löszös képződmények keletkezési körülményei viszont a malakofauna paleoökológiai vizsgálata alapján adhatók meg részletesebben.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet fejezem ki dr. KROLOPP Endrének, aki munkámat önzetlenül támogatta a terepbejárástól a cikk lelkiismeretes átnézéséig. A cikk az F. 035139 sz. OTKA pályázat és a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával készült.

Irodalom – References

BIRKS, H. J. B. & BIRKS, H. H. 1980: *Quaternary Paleoecology.* – E. Arnold, London, 289 p.

FŰKÖH, L., KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1995: *Quaternary Malacostratigraphy in Hungary.* – Gyöngyös, 219 p.

GEBHARDT A. 1959: A Mecsek-hegység és a Harsányi-hegy jégkori Mollusca faunája. – *Janus Pannonius Múzeum Évkönyve,* 5–90.

GERNER P. 1994: Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján. – *Földtani Közlöny* **124/3**, 381–402.

HORVÁTH A. 1954: A paksi pleisztocén üledékek csigái és értékelésük. – *Állattani Közlemények* **44**, 171–188.

HORVÁTH, A. 1957: Die Rolle der Mollusken in der stratigraphischen Gliederungen der äolischen Ablagerungen im Ungarischen Becken. – *V. INQUA Congress Res. Comm.* 80–81.

HORVÁTH, A. 1962–1972: Mollusc periods in the sediments of the Hungarian Pleistocene I–VII. – *Acta Biologica Szegediensis* **8–9–10–11–12–17–18**.

HORVÁTH E., GÁBRIS Gy. & JUVIGNÉ, E. 1992: Egy pleisztocén vezérszint a Kárpát-medencében: a Bag Tefra. – *Földtani Közlöny* **122/2–4**, 233–249.

HUM, L. 1997: Paleoenvironmental changes and geochemistry of loesses and paleosols in southeastern Transdanubia, Hungary. – *Z. Geomorph. N. F.* Suppl. Bd. **110**, 69–83.

HUM, L. 1998: Geochemical investigations of the Dunaszekcső loess-paleosol sequence, SE Transdanubia, Hungary. – *Acta Min. Petr.* **39**, 139–150.

HUM L. 1999a: Mohácstól délre fekvő fiatal lösz-szelvények paleoökológiai vizsgálatai. – *Malakológiai Tájékoztató* **17**, 37–52.

HUM, L. 1999b: The reconstruction of the development of loess-paleosol series in SE Transdanube (Hungary) on the basis of sedimentological, geochemical and malacological investigations. – In: *Loess: Characterization, Stratigraphy, Climate and Societal Significance. Extended Abstracts of the Loessfest* '99 (IGCP, INQUA international conference), 113–116.

HUM, L. & FÉNYES, J. 1995: The geochemical characteristics of loesses and paleosols in south-eastern Transdanube (Hungary). – *Acta Min. Petr.* **36**, 89–100.

JÁMBOR Á. 1994: Jelentés néhány dunántúli kvarter feltárás terepi vizsgálatának eredményeiről (Győr, Öttevény, Abda, Győrszentiván, Dunaszekcső). – Kézirat, MÁFI Adattár, 22 p.

KADIĆ O. 1925: Szekszárd, Tevel és Bonyhád környékének földtani viszonyai. – *M. Kir. Földtani Int. Évi Jel.* **1920–23**-*ról*, 89–94.

KERNEY, M. P., CAMERON, R. A. D. & JUNGBLUTH, J. H. 1983: Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas. – P. Parey, Hamburg–Berlin, 384 p.

KOLOSZÁR L. & MARSI I. 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórágyi-rög keleti része) negyedidőszaki képződményei. – *Földtani Közlöny* **129/4**, 521–540.

KRIVÁN P. & RÓZSAVÖLGYI J. 1964: Andezittufit vezetőszint a magyarországi felsőpleisztocén (rissi) löszszelvényekből. – *Földtani Közlöny* **94**, 257–265.

KROLOPP E. 1961: A tihanyi felső-pleisztocén Mollusca-fauna. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1957–58**-*ról*, 505–509.

KROLOPP E. 1965: A Dorog-Esztergomi-medence pleisztocén képződményeinek biosztratigráfiai vizsgálata. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1963**-*ról*, 133–145.

KROLOPP E. 1966: A Mecsek hegység környéki lösz-képződmények biosztratigráfiai vizsgálata. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1964**-*ről*, 173–185.

KROLOPP, E. 1973: Quaternary malacology in Hungary. – *Földrajzi Közlemények* **21**, 161–171.

KROLOPP, E. 1990: Die Molluskenfaunen der unterpleistozänen Fundstellen Ungarns. – *Quarterpaläontologie* **8**, 125–130.

KROLOPP E. 1994: A Neostyriaca génusz a magyarországi pleisztocén képződményekben. – *Malakológiai Tájékoztató* **13**, 5–8.

KROLOPP, E. 1995: Biostratigraphic division of pleistocene formations in Hungary according to their Mollusc fauna. – In: FŰKÖH L. (ed.): *Quaternary Malaco-stratigraphy in Hungary. Malacological Newsletter*, Suppl. **1**, 17–78.

KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1991: Dominancia-level of the species *Punctum pygmaeum* (DRAPARNAUD, 1801): a biostratigraphical and paleoecological key level for the Hungarian loess sediments of the Upper Würm. – *Soosiana* **18**, 5–10.

KROLOPP E. & SÜMEGI P. 1992: A magyarországi löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca fauna alapján. – In: SZÖŐR Gy. (ed.): *Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debr. Ak. Biz. Kiadv.*, 247–263.

KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1995: Paleoecological reconstruction of the Late Pleistocene, based on Loess Malacofauna in Hungary. – *GeoJournal* 36, 213–222.

LOŽEK, V. 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – *Rozpravy Ústredniho Ústavu Geologického* 31, 374 p.

LÁNG S. 1951: Felvételi jelentés az 5461/3 Szekszárd és 5462/3 Sükösd térképlap területéről. – Kézirat, MÁFI Adattár, 27 p.

LOVÁSZ Gy. & WEIN Gy. 1974: Délkelet-Dunántúl geológiája és felszínfejlődése. – Baranya monográfia sorozat, 215 p.

MIHÁLTZ I. 1953: Déldunántúl keleti részének földtani felépítése. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1951-ről**, 53–59.

MOLDVAY L. 1965: A negyedkori szerkezetalakulás kérdései a Mecsek hegységben és a Magyar középhegységekben. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1964-ről**, 209–220.

MOLDVAY L. 1971: A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben 1. rész. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1969-ről**, 587–637.

MOLDVAY L. 1972: A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben 2. rész. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1970-ről**, 155–179.

PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. – *Földrajzi Közlemények* **23/3–4**, 217–230.

PÉCSI, M. 1985: Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. – In: PÉCSI M. (ed.): *Loess and the Quaternary*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 33–49.

PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 375 p.

PÉCSI, M. 1995: The role of principles and methods in loess-paleosol investigations. – *GeoJournal* 36. 2/3, 117–132.

PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. eds. (1995): Concept of loesss, loess-paleosol stratigraphy. – *Loess inForm* 3., 94 p.

RÓNAI A. 1990: A magyarországi kvarter képződmények litosztratigráfiai egységei. – *Magyar Rétegtani Bizottság kiadv., Bp.*

SPARKS, B. W. 1961: The ecological interpretation of Quaternary non-marine Mollusca. – *Proceedings of the Linnean Society of London* **172**, 71–80.

SOÓS L. 1943: *A Kárpát-medence Mollusca faunája*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 478. p.

SOÓS L. 1955–1959: Puhatestűek. – In: SZÉKESSY A. (ed.): *Fauna Hungariae*. **19.1.**, **19.2.**, **19.3.** - Akadémiai Kiadó, Budapest

SÜMEGI P. 1988: A lakiteleki téglagyári szelvény kvartermalakológiai vizsgálata. – *Malakológiai Tájékoztató* **8**, 5–9.

SÜMEGI P. 1989: *A Hajdúság felső-pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (őslénytani, szedimentológiai, geokémiai) vizsgálatok alapján*. – Egyetemi doktori értekezés, KLTE, Debrecen, p. 96.

SÜMEGI, P. 1995: Quartermalacological analysis of Late Pleistocene Loess Sediments of the Great Hungarian Plain. – *Malacological Newsletter*, Suppl. **I.**, 79–111.

SÜMEGI P. 1996: *Az ÉK-magyarországi löszterületek összehasonlító őskörnyezeti rekonstrukciója és rétegtani értékelése*. – Kandidátusi értekezés. KLTE, Debrecen, 99. p.

SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. – *Földtani Közlöny* **125/1–2**, 125–148.

SUMEGI, P., HERTELENDI, E. & SZÖŐR, Gy. 1991: Paleoecological reconstruction of the last period of the Upper Würm in Hungary on the basis of malacological and radiocarbon data. – *Soosiana* **19**, 17–28.

SÜMEGI P., LÓKI J., HERTELENDI E. & SZÖŐR Gy. 1992: A tiszaalpári magaspart rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. – *Alföldi Tanulmányok* **14**, 75–87.

WAGNER, M. 1966: Auswertung der pleistozänen Schneckenfauna von Dunaszekcső. – *Annales Universitatis Scientiarium Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio. Geologica* **9**, 41–52.

WEIN Gy. & MOLDVAY L. 1973: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-XIX. Mohács. – MÁFI kiadv., 104 p.

A kézirat beérkezett: 2000. 07. 14.

Földtani Közlöny 131/1–2, 253–283 (2001) Budapest

Vulkáni törmeléklavinák: általános jellemzők, ismert példák, magyarországi előfordulások

Volcanic debris avalanches: general features, well-known examples and Hungarian occurrences

KARÁTSON Dávid[1]

(20 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: vulkáni törmeléklavina, miocén, mészalkáli vulkánosság, Dunakanyar, Mátra
Key words: volcanic debris avalanche, Miocene calc-alkaline volcanism, Carpathians, Danube Bend, Mátra Mts

Abstract

In this study general features of volcanic debris avalanches are presented, summarising the results of worldwide research over the past 20 years. Factors behind the initiation of debris avalanches, geomorphic and sedimentological characteristics their deposits and concepts of debris avalanche transport mechanisms are discussed in detail. Then, on the basis of outcrop features, for the first time in Hungary on outline of debris avalanche deposits is given. These features include, among others, the extreme size of commonly angular clasts, various types of lithology, coexistence of lava- and clastic (mega)blocks, plastic deformation or strong fracturation of clasts and the presence of jigsaw-fit cracks. The described outcrops can be found in the Börzsöny, Visegrádi Mountains and Mátra Mountains respectively, both in North Hungary. Further volcanological research is expected to identify many other examples.

Összefoglalás

A tűzhányók épülésének, egyben pusztulásának sajátos folyamatai a vulkáni törmeléklavinák. Amint azt az elmúlt húsz év kutatásai világossá tették, ezek a hatalmas, nemritkán 30–50 km^3 térfogatot képviselő lejtős tömegmozgások rendszeres események elsősorban a réteg- és a pajzsvulkánokon. A folyamatot a vulkáni felépítmény csúcsi részének vagy lejtőjének instabillá válása idézi elő, amihez számos tényező – vulkáni kitörés, mélyebb szintű magmás folyamat, szerkezetföldtani változás, földrengés, hidrotermás tevékenység stb. – önálló vagy együttes hatása járulhat hozzá.

Jelen tanulmányban a vulkáni törmeléklavinák kiváltó okait, típusait, üledékanyagának jellemzőit, végül mozgási mechanizmusát ismertetem. Külföldi típuspéldák mellett néhány valószínűsített hazai előfordulást is bemutatok a Börzsöny, Visegrádi-hegységből és a Mátrából.

Bevezetés

Immár húsz éve, hogy a Mt. St. Helens 1980. május 18-i kitörése ráirányította a nemzetközi vulkanológus közvélemény figyelmét a vulkáni törmeléklavinákra (a továbbiakban vtl; ang. *volcanic debris avalanche*). Ennek ellenére a hazai földtudományi szakirodalomban csak elvétve fordulnak elő ezek a – joggal mondhatjuk – rendkívül látványos természeti jelenségek. Magáról a Mt. St. Helens kitöréséről ugyan jelentek meg ismertetések (pl. HEVESI 1982), azonban a vtl-ek kiváltó okairól, fő jellemzőiről, a tűzhányóépítmények fejlődésében betöltött

[1] ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1083 Budapest, Ludovika tér 2.

szerepéről, s az immár valamennyi kontinensen megtalált, jól dokumentált példákról magyar szakfolyóiratban még semmit sem publikáltak. (Lényegében egyetlen magyar nyelvű olvasmány FRANCIS & SELF [1989] népszerű-tudományos cikke a chilei Socompa törmeléklavinájáról.) Az itthoni lemaradásból egyúttal az is következik, hogy Magyarország terülén eleddig még nem történt kísérlet ilyen esemény rekonstruálására. (Kivételszámba megy, hogy VARGA et al. [1975] két mátrai feltárást törmeléklavina vagy lahar eredettel magyaráztak, l. később.) Jelen tanulmányban a vtl-ekre vonatkozó hiányosságokat igyekszem pótolni: összefoglalom a nemzetközi szakirodalmat ismert külföldi példák tükrében, és bizonyítékokat hozok fel vtl-ek meglétére néhány hazai vulkáni hegységből, természetesen további, részletes vizsgálatok szükségességére ösztönözve.

A vulkáni törmeléklavinák jelentősége, kiváltó okai és fő típusai

1980. május 18-án – egy előre megjósolt, de nem várt méretű kitörés bevezető eseményeként – összeomlott az egyesült államokbeli Mt. St. Helens vulkáni kúpjának északi része. Az óriás hegycsuszamlás valósággal sokkolta a vulkanológus társadalmat, mivel az ilyen események eladdig jórészt ismeretlenek voltak, illetve ha tudtak is a meglétükről, a vtl-ek lefolyását, méretét, és mint kiderült, gyakoriságát a vulkáni kúpokon minden elképzelés alábecsülte. A rákövetkező években nemcsak a St. Helens vtl-jét – kiváltó tényezőit, mozgását, üledékanyagát – elemezték rendkívüli alapossággal (l. pl. az US Geological Survey 844 oldalas különkiadványát [LIPMAN & MULLINEAUX (eds) 1981], hanem más földrészek tűzhányóin is egyre-másra fedezték fel a történelmi és földtörténeti régmúlt hasonló eseményeit, keresték és mutatták ki a vtl-ek általános törvényszerűségeit.

A vtl-ek a sziklaomlásoknál, törmelékáraknál és a nemvulkáni törmeléklavináknál (pl. HSÜ 1975; VOIGHT 1978) rendszerint jóval nagyobb kőzettömeget megmozgató lejtős tömegmozgások (UI 1983, HAYACHI & SELF 1992; *1. táblázat*): a lezúduló anyag össztérfogata nagyobb vulkánokon elérheti a 30–50 km^3-t. Mi több, kiderült, hogy a vtl-eknek döntő szerepük van a tűzhányók növekedésének korlátozásában, pontosabban fogalmazva abban, hogy a nagy rétegvulkáni kúpok és pajzsvulkánok épülésük során csak bizonyos magasságot képesek elérni (FRANCIS 1993, DAVIDSON & DA SILVA 2000).

A felmagasodó vulkánok instabillá válásáért számos tényező lehet felelős (bővebben lásd MCGUIRE et al. 1996; ELSWORTH et al. 1999). Ezek közül a legfontosabbak: (1) a lejtőszög megnövekedése a tűzhányó csúcsi részén, (2) a kitöréstermékek egyenetlen eloszlása a vulkáni felépítményben, ami aszimmetrikus csúszáshoz és kifelé dőlő vetők kialakulásához vezet, (3) a növekvő súlyú vulkán besüllyedése vagy szétterülése az esetleges puhább feküretegeken, (4) vetőkhöz, törésekhez társuló (aszimmetrikus) tektonikus emelkedés–süllyedés, (5) vetőkhöz, törésekhez társuló intenzív hidrotermás kőzetelbontás, agyagásványosodás, (6) magma és/vagy haránttelérek (dike-ok) benyomulása, ami az alak deformálása mellett megnöveli a kőzetek pórusaiban a folyadéknyomást, és (7) a vulkán aszimmetrikus eróziója vagy (tengerparti helyzet esetén) abráziója.

I táblázat – table I

A legnagyobb szárazföldi vulkáni törmeléklavinák[1]
Largest volcanic debris avalanches on Earth

vulkán, ország/volcano, country	*kor(év)/age(yr)*	*távolság / runout (km)*	*térfogat / volume (km³)*
Socompa, Chile	7200 BP	40	26–53[1]
Shasta, USA	300 000–360 000	50	26[2] vagy 45[3]
Popocatépetl, Mexikó/Mexico	pleiszt./Pleistocene	33	28-30
Sivelucs, Kamcsatka, Oroszo./Russia	10 000–30 000 BP	35	10 vagy 28[4]–35[5]
Nevado de Colima, Mexikó/Mexico	18 500 BP	120	22–33
Avacsinszkij, Kamcs., Oroszo./Russia	pleiszt./Pleistocene	30	16–20
Peteroa, Chile	11 000 BP	85	16
Meru, Tanzánia/Tanzania	7200 BP	50	10–20
Yatsugatake, Japán/Japan	pleiszt./Pleistocene	32	9
Chimborazo, Ecuador	pleiszt./Pleistocene	35	8,1
Egmont, Új-Zéland/New Zealand	23 000 BP	31	7,5
Mawenzi, Kenya	pleiszt./Pleistocene	60	7,1
Drum, Alaszka, USA	pleiszt./Pleistocene	40?	>7
Akagi, Japán/Japan	pleiszt./Pleistocene	19	4
Rainier, USA	5600 BP	120	3,8[6]
Chokai, Japán/Japan	2600 BP	26	3,5
Galunggung, Indonézia/Indonesia	23 100 BP	25	2,9
St. Helens, USA	1980. 05. 18.	24	2,5
Fuji, Japán/Japan	2500 BP	24	1,8

[1] UI 1983, CRANDELL et al. 1984, SIEBERT 1984, SIEBERT et al. 1987, STOOPES & SHERIDAN 1992, SIEBE et al. 1995, WADGE et al. 1995, VALLANCEW & SCOTT 1997, BELOUSOV et al. 1999
[2] CRANDELL et al. (1984)
[3] SIEBERT (1984)
[4] BOGOYALENSKAJA et al (1983) in: SIEBERT (1984),
[5] BELUSOV et al (1999) alapján
[6] laharrá hígult törmeléklavina (lásd a szövegben) – *debris avalanche diluted and transformed into lahar*

E tényezők – az első kettőt leszámítva – ugyan kisebb vulkánokon (pl. piroklasztit-kúpokon) is jelen lehetnek, ám a nagyobbakon épp a méretkülönbség miatt sokkal fontosabb szerephez jutnak. A felsorolt tényezők nemritkán együttes hatására a tűzhányó végső soron oly mértékben instabillá válik, hogy már viszonylag apró újabb erőhatás is (nem feltétlenül kitörés, lásd alább) kiválthatja az összeomlását.

Japánban a működő rétegvulkánok és lávadómok mintegy felén sikerült azonosítani vtl-t: a negyedidőszaki vulkánok körül azonosított több mint száz vtl koreloszlása alapján átlagosan minden évszázadra jutott belőlük egy (UI et al. 1986; INOKUCHI 1988). A világátlag SIEBERT (1984) számítása szerint ennek mintegy négyszerese, azaz századonként 4. Ha ezt az adatot a rétegvulkánok átlagos élet-idejéhez viszonyítjuk, azt kapjuk, hogy átlagban mindegyikük 10 ezer évenként egyszer hegycsuszamlást szenved. A mexikói Nevado de Colima összeomlási

gyakorisága néhány ezer év, a Hawaii-szigeteki óriástűzhányóké (lásd alább) 25–100 ezer év. A „rekorder" az alaszkai Augustine szigetvulkán, amely 150–200 évenként (!) összeomlik és eleddig 11 vtl-jét mutatták ki (BEGÉT & KIENLE 1992).

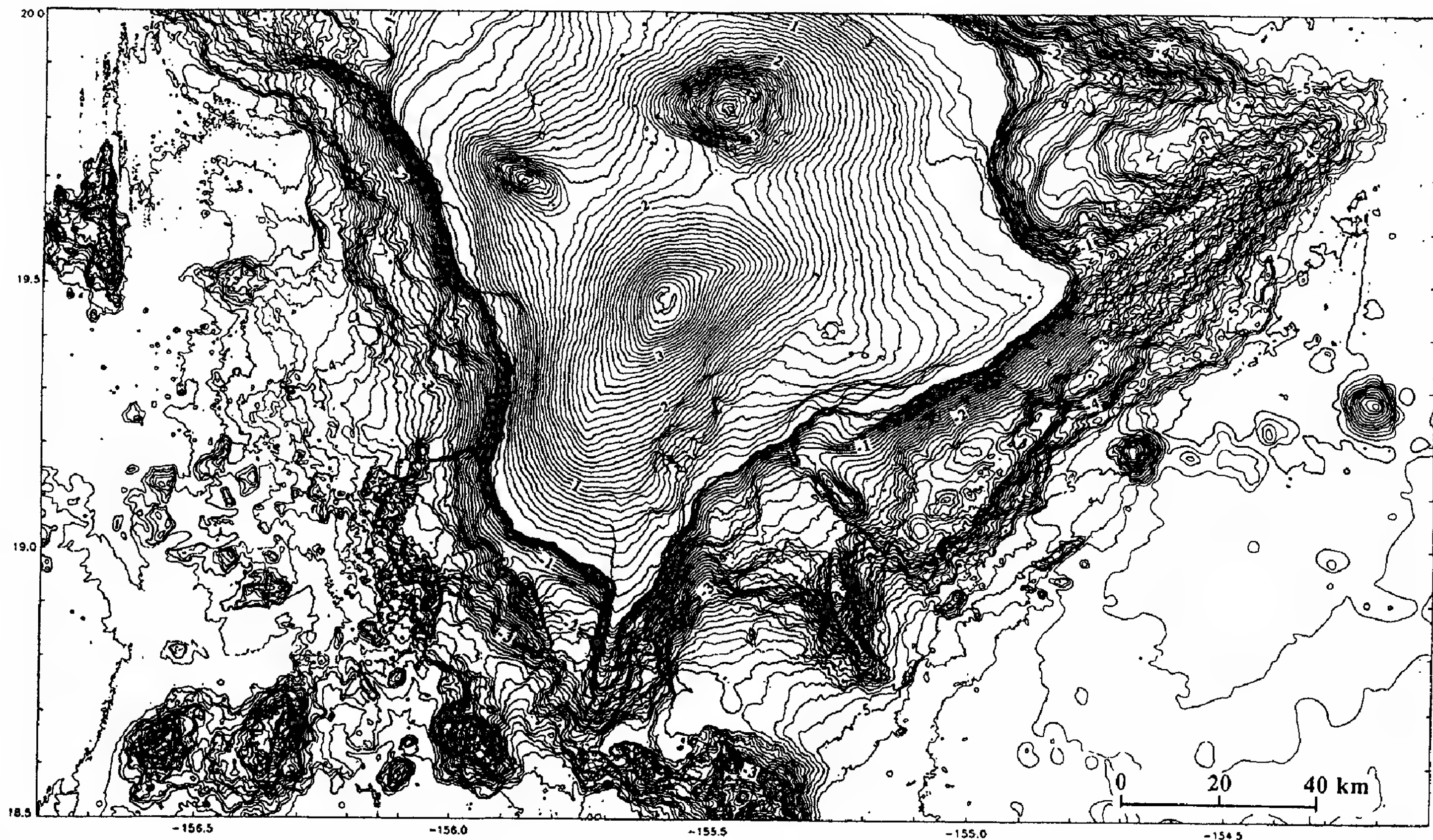
A vtl, úgy tűnik, a geotektonikai helyzettől, sőt majdhogynem a vulkán típusától függetlenül minden nagyobb tűzhányón előfordulhat. Valóban, korreláció (mind gyakoriságban, mind méretben) inkább a magassággal áll fenn, habár ilyen értelmű statisztikákat a vtl-ek elkülönítési és kormeghatározási nehézségei miatt még nem publikáltak. FRANCIS (1993) szerint a 2500 m-nél magasabb Andok-beli vulkánok 75%-a már legalább egy hegycsuszamlást szenvedett (a legnagyobb tömegű csuszamlás 7200 éve a chilei Socompát érte: *1. táblázat*). A ma 3335 m magas kamcsatkai Sivelucs vulkán a holocénban nem kevesebb, mint nyolcszor omlott össze (BELOUSOV et al. 1999). A középső-pleisztocén óta működő mexikói Popocatepetlen (5452 m) legalább három hatalmas vtl üledékanyagát azonosították (SIEBE et al. 1995). Szintén legalább három hatalmas vtl-t produkált fejlődésének 8,7 és 6,5 millió évvel ezelőtti szakaszában Európa legnagyobb, a pliocén végén kihunyt vulkáni építménye, a franciaországi Cantal, amely ma 1885 m magas, de eredetileg akár 3500–4000 m-ig is emelkedhetett (CANTAGREL 1995; SCHNEIDER & FISCHER 1998).

Az óriás hegycsuszamlásokról bebizonyosodott, hogy az óceáni szigetek vulkánjain általában még a szárazföldi tűzhányókéinál is nagyobb anyagtömeget megmozgató, a szigetek méretét rendszeresen csökkentő események (*1. ábra*). Fontos megemlíteni, hogy itt nemcsak gyors tömegmozgások, hanem lassú csúszások is végbemennek (pl. MOORE & CHADWICK 1992). Hawaiin a legnagyobb vtl-ek térfogata meghaladja az 5000 km^3-t (!), pályájuk hossza (javarészt víz alatt) a 200 km-t (MOORE et al. 1989, 1994). Hasonló, bár a publikált adatok szerint egy nagyságrenddel kisebb csuszamlások jellemzik Réuniont (DUFFIELD et al. 1982; LABAZUY, in: MCGUIRE et al. 1996) és a Kanári-szigeteket (pl. CARRACEDO 1994, 1999, CANTAGREL et al. 1999). A pajzsvulkánszerű Etnán a DK-i irányú lassú csúszások, illetve csúszásveszélyes lejtők (pl. RASÁ et al., in: MCGUIRE et al. 1996) mellett a K-i oldal régóta kutatott, szakadékszerű völgyének, a Valle del Bovénak az eredetét napjainkban egy kora-holocén sorozatcsuszamlással magyarázzák (GUEST et al. 1984). Újabban sikerült azonosítani a kapcsolódó vtl üledékanyagát is (CALVARI et al. 1998).

A vtl-eket a vulkáni működéssel való kapcsolat szerint három típusba soroljuk.

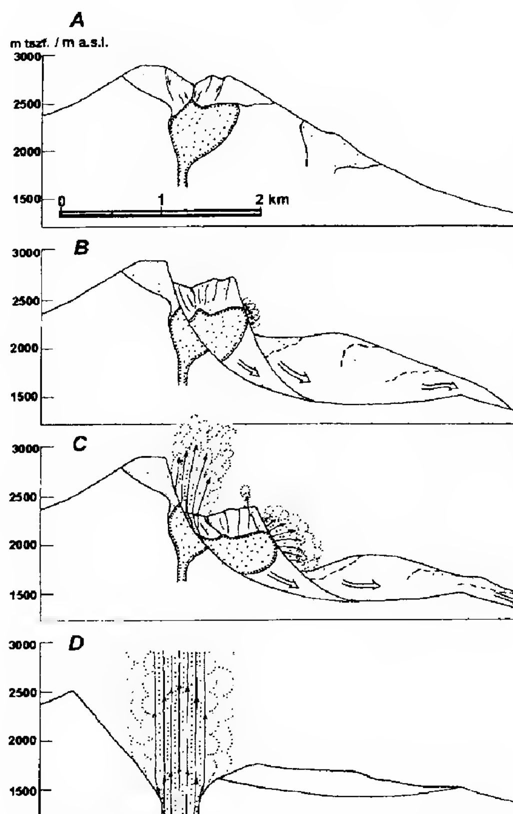
1. Bezimjannij-típus Ez a típusú vtl vulkáni tevékenységhez, általában legalább vulcanói hevességű kitöréshez kapcsolódik, akárcsak a Mt. St. Helens esetében. Éppen utóbbinak analógiája segített újraértelmezni és rekonstruálni a névadó típust, a kamcsatkai Bezimjannij 1956-os kitörését (pl. BELOUSOV & BELOUSOVA 1998), amelyet korábban orosz geológusok csupán oldalirányú izzófelhőként rekonstruáltak. A vulkáni működéssel való szoros kapcsolat következtében a Bezimjannij-típusú vtl üledékében megtalálható a friss magmából származó anyag is.

A 2950 m magas, 123 évig szunnyadó Mt. St. Helens feléledését 1980. március 20-án földrengések, majd freatikus (gőz-, gáz)kitörések jelezték (LIPMAN & MULLINEAUX 1981). Április elején elkezdett kidudorodni a hegy északi oldala, majd a fokozatosan növekvő sajátos felszínforma – ún. kriptodóm – május



1. ábra. Hawaii fősziget D-i részének és előterének topográfiai térképe (MOORE & CHADWICK 1992). Szintvonalak 100 m-enként; vastagítva és megírva az 1 km-enkénti főszintvonalak. Figzeljük meg D-en, Ny-on a csuszamlásoktól nyugtalan tenger alatti domborzatot!

Fig. 1 Topographic map of the southern part and offshore of Hawaii Island (MOORE & CHADWICK 1992). Depth and elevation contour intervals 100 m; bold contours labelled in kilometres. Note hummocky terrain at sea bottom to the W and S!



2. ábra. A Mt. St. Helens 1980-as kitörésének első 30 másodperce (időrendben A–D) vázlatos keresztszelvényen (MOORE & ALBEE, in: LIPMAN & MULLINEAUX [eds] 1981). A finom pontozás idősebb (néhány száz éves) lávadómokat, a durva pontozás a kriptodómot jelöli. Figyeljük meg az oldalirányú izzófelhő és a függőleges kitörési oszlop eltérő keletkezési mechanizmusát!

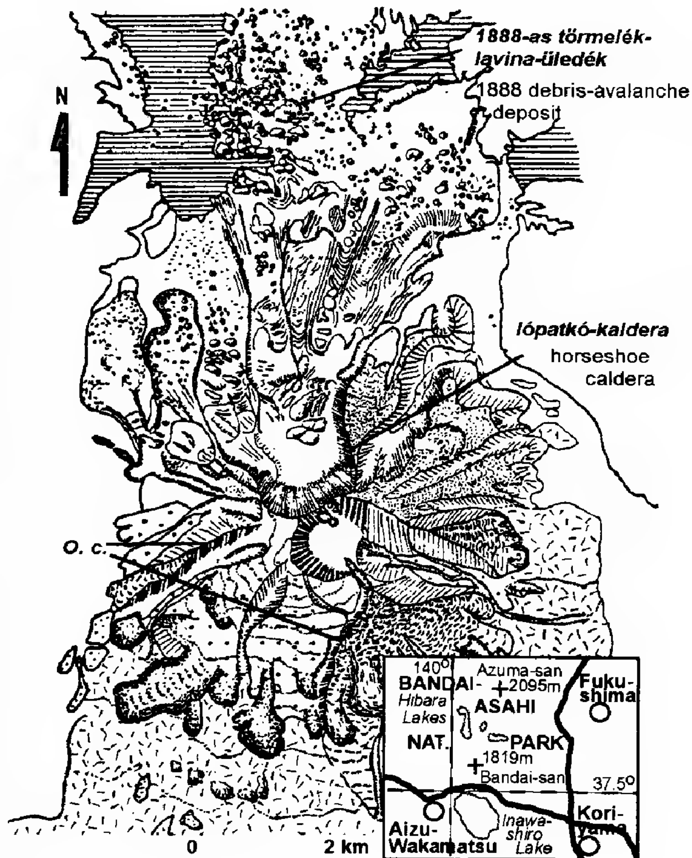
Fig. 2 The first 30 seconds of the 1980 eruption of Mt. St. Helens (MOORE & ALBEE, in: LIPMAN & MULLINEAUX [eds.] 1981). Light dotted pattern indicates older (some hundred years old) lava domes, heavy dots correspond to the bulging cryptodome. Note contrasting mechanisms of the generation of lateral blast and vertical eruption column!

közepéig vízszintes irányban 120 m-nyire dagadt (végső térfogatát 0,11 km^3-nek határozták meg). Az elhíresült május 18-i kitörés a hegy északi részének három ütemben történő meglepetésszerű leszakadásával kezdődött reggel fél kilenckor (*2. ábra*). A hatalmas hegyblokkok mintegy 50–70 m/s sebességgel mozogtak, majd szétszakadozva a Toutle-folyó felső szakaszába zúdultak és fokozatosan laharokká hígultak. A vtl teljes térfogata – a hegyből hiányzó anyag alapján – 2,5 km^3-re tehető. Közvetlenül a csúszás pillanataiban ugyanakkor a hirtelen felszínre kerülő kriptodómból oldalirányú izzófelhő csapott ki még a vtl-nél is nagyobb sebességgel, és az északi lejtőket mintegy 500 km^2-en letarolta. Ezt követően a púpjától megszabadult, 2549 m-re lecsonkolódott hegy lópatkó alakú új kalderájából, pontosabban annak szabaddá vált főkürtőjéből pliniusi kitörés oszlopa emelkedett fel több mint 20 km magasságba. Ez a hatalmas területet befedő hamuszórás mellett kisméretű piroklaszt-árakat is produkált. A kitörés csak este csitult el. Az óvintézkedések ellenére az áldozatok száma 57 volt. A kalderában még ugyanabban az évben dácit lávadóm kezdett felépülni, amely folyamat – időnként kisebb méretű kitörésekkel tarkítva – 1986-ig tartott.

2. Bandai-san-típus Definíció szerint ezt a típusú vtl-t legfeljebb freatikus, friss magmát nem produkáló kitörés idézi elő (MORIYA 1980, 1988; SIEBERT et al. 1987; UI et al. 2000). Ilyen esetben a gyér előjelek miatt a vtl még nagyobb veszélyforrás.

A Japánban, Honshu szigetén emelkedő, 1819 m magas Bandai-vulkánon a típusadó eseményt 1888 júliusának második hetében földrengések vezették be, majd július 15-én fél nyolc tájban igen erős földlökés-sorozat rázta meg a környéket, és a csúcson egy perc leforgása alatt 15–20 kisebb freatikus felhő lövellt a levegőbe. Ezt követően a hegy északi oldala egy viszonylag lapos ívű karéj mentén (*3. ábra*) hirtelen összeomlott, és mintegy 1,5 km^3 törmelékanyag zúdult alá. A freatikus kitörések aznap estig folytatódtak. A vtl 461 embert pusztított el.

3. Unzen- vagy Ontake-típus A japán Kyushu-szigeti Unzen lávadómcsoport 1792-es katasztrófája a nem közvetlenül kitöréshez, hanem egyéb (mindenekelőtt szerkezeti) okokhoz kapcsolódó vtl-eket példázza (KATAYAMA 1974; SEIBERT et al. 1987). A szerkezetföldtani modellezések szerint vetők kialakulása (vagy reaktiválódása) nemcsak a vulkán életében, hanem működésének megszűnte



3. ábra. A Bandai vulkán (Hokkaido, Japán) vulkángeomorfológiai térképének részlete az 1888-as törmeléklavina nyomaival (MORIYA 1988). A Mt. St. Helensszel szemben a csuszamlás a főkrátert nem érintette. A DNy-i lejtőn egy korábbi, javarészt már elfedett lópatkó-kaldera (O. c. = Okinajiwa kaldera) rekonstruálható

Fig. 3 Detail of the volcanic geomorphological map of Bandai Volcano, Hokkaido, Japan, showing the features of the 1888 debris avalanche (MORIYA 1988). In contrast to Mt. St. Helens, the avalanche event did not involve the summit crater. On the SW slopes, an older, infilled horseshoe caldera (O. c. = Okinajiwa caldera) can be reconstructed

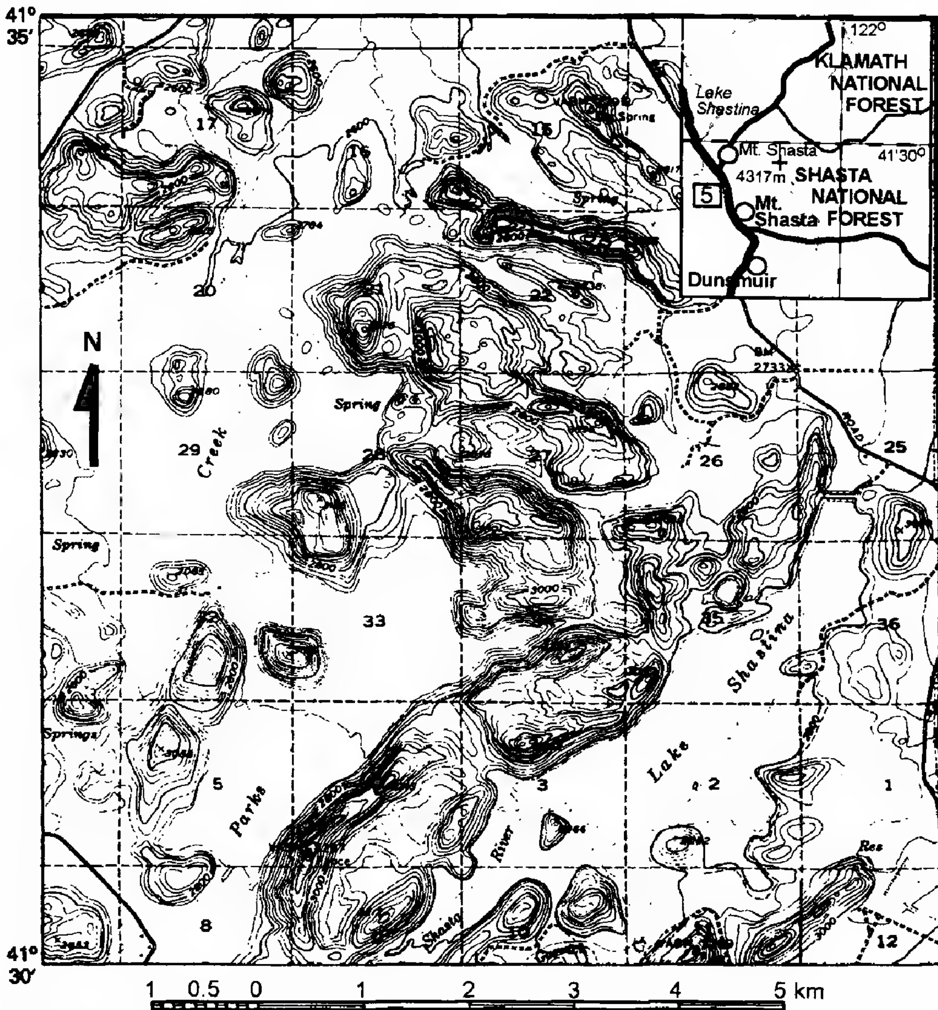
után is vtl kialakulásához vezethet (pl. a Cantal-hegységben: MERLE et al. in print). Ilyen esetet feltételezünk a Nyugat-Mátrában is (KARÁTSON et al. 2001a).

Az Unzen esetében a hegycsuszamlás színhelye nem a főcsúcs, hanem néhány km-rel K-ebbre a vulkán egy, a sűrűn lakott tengerparthoz (Shimabara városhoz) közelebb eső része, a Mayujama lávadóm volt (magyarul bővebben l. KARÁTSON 1999a). Az 1791 végén kezdődött földrengés-tevékenység a főközponton (az 1991-es robbanásos kitöréssorozatról elhíresült Fugen-dakén) 1792 februárjában kisebb robbanásos kitörésekben és lávaömlésben folytatódott. Áprilisban a szűnni nem akaró földlökések a Mayujamán előbb sziklaomlásokhoz, majd 1792. május 21-én este 8-kor a keleti lejtő összeomlásához vezettek. A tengerbe csuszamló hegyoldal, amelyből ma kis szigetek maradtak vissza, 0,34 km^3-t képviselt. A vtl a tengerben hatalmas szökőárat gerjesztett, s ez a környező partvidéken több mint 15 000 áldozatot szedett (ún. Shimabara-katasztrófa). Az újabb japán kutatások szerint a hegyomlás közvetlen kiváltó oka – a földrengések, illetve a szomszédos kitörés mellett – az volt, hogy a Mayujama-lávadóm csúcsi részét hidrotermás oldatok járták át, ugyanis a vtl lezúdulása után a visszamaradt sebhelyből, sziklafalból nagymennyiségű forró víz tört elő. A másik típuspélda, a szintén japán (Honshu-szigeti), 3063 m magas, igen aktív Ontake rétegvulkán 1984-ben kitörés nélküli, 6,4-es magnitúdójú földrengés előidézte hegycsuszamlást szenvedett (MIMURA et al. 1988).

A vulkáni törmeléklavinák üledékének jellemzői

Geomorfológiai jellemzők

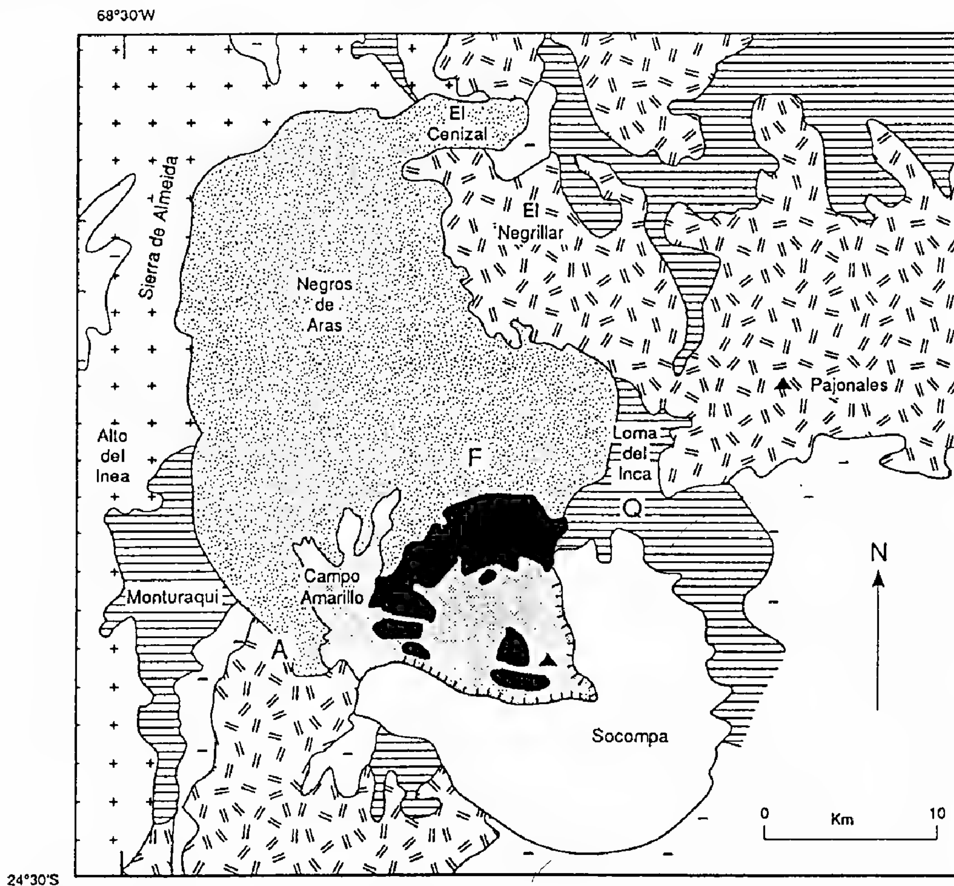
A lezúdult vtl üledékének talán legjellegzetesebb felszínalaki bélyege a dimbes-dombos (ang. *hummocky*) térszín akár több száz km^2-en (*4. ábra*). A legnagyobb területűek a Nevado de Colima 2200, a Meru 1400, a Mawenzi 1150, az indonéziai Raung 650, a Socompa 490 és a Shasta 450 km^2-t beborító vtl-mezői. A felszín egyenetlenségeit a lecsuszamlott, egyben maradt vagy csupán néhány óriási darabra széttört kőzettömbök (ún. megablokkok) adják, amelyek még 50–100 kilométer távolságban is több tíz, sőt több száz méteres (a Hawaii-szigetek körüli tengerben akár 2 km-es) átmérőjűek lehetnek. A tömbök mérete lejtőirányban általában csökken; távolabb a finomabb szemű törmelék fedte térszín hasonlíthat a végmorénákéhoz. A tömbök hossztengelye néha a szállítás irányába mutat (pl. Shasta). Ehhez kapcsolódóan egyes vtl-üledékek felszínén hosszanti redőzöttség, árkok-gerincek váltakozása is megjelenik (több m mély, illetve magas és akár 1 km hosszú felszínformák: pl. Socompa, Sivelucs). Ezt a vtl anyagának mozgás közbeni kitágulásával magyarázzák (pl. BELOUSOV et al. 1999). A csuszamlás mögött a vulkán oldalában törmeléklavina-sebhely (*sector collapse scarp*) vagy, ha a csúcsi rész is leomlik, lópatkó- avagy amfiteátrum-kaldera (*horseshoe/amphitheatre caldera*) keletkezik (*3, 5, 6. ábra*). A „patkó" szárai által bezárt szög általában 0–70 fok közötti, de sorozatos vtl-ek esetén teljesen szabálytalan gerincívek is kialakulhatnak (pl. El Hierro és Tenerife [Kanári-szigetek]: CARRACEDO 1999; CANTAGREL et al. 1999). A kialakult, sajátos kalderaforma következésképp nemcsak eredetében, hanem nyitott morfoló-



4. ábra. Megablokkok alkotta dimbes-dombos térszín: a Föld egyik legnagyobb törmeléklavinájának disztális üledéke topográfiai térképen (Mt. Shasta, Cascade-hegység, Egyesült Államok: CRANDELL et al. 1984). Szintvonalak 13,3 m-enként

Fig. 4 Hummocky terrain formed of megablocks: one of Earth's largest debris avalanche deposits as represented on topographic map (Mt. Shasta, Cascade Mountains, USA: CRANDELL et al. 1984). Contour intervals 13.3 m (40 ft)

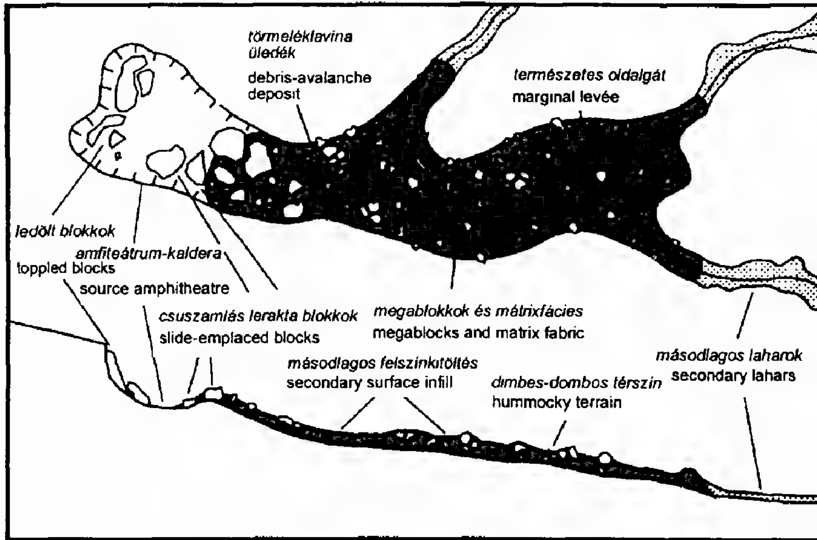
giájában is különbözik mind az ignimbrit-kitöréshez társuló beszakadásos kalderáktól, mind a – szűkebben vett – eróziós kalderáktól (vö. SIEBERT 1984; KARÁTSON et al. 1999). Aktív vulkánokon ugyanakkor az amfiteátrum gyakorta feltöltődik a későbbi kitörések anyagával, így az eseményt jobbára csak az üledékből lehet rekonstruálni. A St. Helens 1986-ig épült lávadómja a kalderabelsőnek az egyharmadát töltötte ki; a kamcsatkai Bezimjannij „patkója" 30 éves lávadóm-aktivitás során csaknem teljesen feltöltődött (BELOUSOV & BELOUSOVA 1998). A chilei Parinacota 13 000 éves vtl-jére már csak az üledék utal,



5. *ábra.* A chilei Socompa felszínének értelmezett vázlata (WADGE et al. 1995). A fogazott vonal a fehéren hagyott vulkáni kúp lópatkó-kalderájának peremét, a fekete foltok a torevákat és a kalderába ledőlt blokkokat, a pontozott rész (Negro de Aras) a törmeléklavina-üledéket, a halványszürke tónus (pl. Campo Amarillo) a csuszamlás utáni vulkáni kitöltést jelöli. A kereszt és a kettős vonalkázás prevulkáni, a vízszintes csíkok negyedidőszaki kéződményeket jelölnek

Fig. 5 Major geologic features of Mt. Socompa, Chile (WADGE et al. 1995). Toothed line corresponds to the horseshoe caldera rim of the volcano (which appears in white), black spots to torevas and toppled blocks, dotted pattern (Negro de Aras) to debris-avalanche deposits, and pale grey areas (e. g., Campo Amarillo) to post-avalanche volcanic infill. Crosses and double stripes symbolize prevolcanic formations, horizontal lines: Quaternary deposits.

a morfológiában semmi nem látszik (SIEBERT 1984). A kialakuló kalderaudvarba ugyanakkor – rendkívüli méretű törmelékcsuszamlásokkor – még a megablokkoknál is nagyobb tömbök suvadhatnak le. A Socompán ilyenek a sokszáz m átmérőjű ún. torevák, amelyek a csuszamlás utolsó szakaszában, ellenirányban forgó mozgással 5–7 km távolságba jutottak, és mintegy elgátolták a kialakuló, 9 km hosszú kaldera kijáratát (5. *ábra;* WADGE et al. 1995). Hasonló formákat a kamcsatkai Sivelucson és Avacsinszkijon is leírtak (BELOUSOV et al. 1999). A Socompa kalderaudvarának további egyedülálló alakzatai a még a toreváknál is méretesebb, a kalderafalból kiszakadt, de utána gyakorlatilag helyben maradt ún. ledőlt (*toppled*) blokkok (WADGE et al. 1995; *5, 6. ábra*). A vtl elhaladtával (kisebb



6. ábra. Törmeléklavina-üledék felül- és oldalnézeti képe (MCGUIRE, in: MCGUIRE, JONES & NEUBERG [szerk.] 1996)

Fig. 6 Plan view and section of an ideal debris avalanche deposit (MCGUIRE, in: MCGUIRE, JONES & NEUBERG [eds.] 1996)

csuszamlások esetében is) zúzott felszín maradhat vissza: ezt részben a fenékmoréna-karcokhoz hasonló barázdák, részben összetört kőzetágy jellemzi (UI & GLICKEN 1986). Ugyanúgy a nagy tömbök – elsősorban alulsó – felszínén karcok, rovátkák képződhetnek (pl. Roque Nublo, Gran Canaria: MEHL & SCHMINCKE 1999). A lerakódott vtl-üledék oldalai mentén, peremén fontos morfológiai bélyeg lehet az anyag nagy szakítószilárdsága miatt kialakuló természetes gát (*natural levée*, l. *6. ábra*). A Socompa törmelékgátjai tekintélyes, 40 m magas „falak", míg a japán Unzenen (Mayujamán), Usun és a Mt. St. Helens-en 10 m körüli gátak alakultak ki (WADGE et al. 1995, UI et al. 2000). Érdekes felszínformák a vtl elvégződésénél a Sivelucs, a mexikói Jocotitlán és a kaliforniai, nemvulkáni Blackhawk-csuszamlás üledékében leírt harántbuckák, amelyek laza feküüledék (homokkő, folyóvízi-tavi rétegek) feltorlaszolásával keletkeztek („buldózer-fácies"; BELOUSOV et al. 1999; UI et al. 2000). A vtl üledéke más esetekben meredek letöréssel, peremmel végződik el (pl. Socompa: WADGE et al. 1995), ha pedig nagyobb hozamú vízfolyások völgyeibe zúdul, iszapárként, laharként folytatja útját (pl. Osceola Mudflow, Mt. Rainier: VALLANCE & SCOTT 1997, Mt. St. Helens: LIPMAN & MULLINEAUX 1981).

Szedimentológiai jellemzők

A vtl üledékét az uralkodó szemcseméret és a keveredettség mértéke szerint két alapvető fácies, az ún. blokkfácies és mátrixfácies jellemzi (CRANDELL et al. 1984). Egyéb szedimentológiai (pl. az üledékösszlet elnyíródásával kapcsolatos)

és szemcseméretbeli finomítások alapján további felosztás lehetséges (pl. MEHL & SCHMINCKE 1999).

A blokkfáciest nagyméretű, a vulkán eredeti rétegsorából származó kőzettömbök alkotják, amelyek lávából és vulkanoklasztitból egyaránt állhatnak (*7. ábra*). Főként a lavinaüledék felső-középső részében, többféle szemcseméret esetén gyakorta fordított gradációval rakódnak le (ún. „müzli-hatás": magyarul lásd KARÁTSON 1999b). Hatalmas, gyökérig hatoló hegycsuszamláskor a fekü esetleges nemvulkáni anyaga is közéjük keveredhet (pl. Socompa: FRANCIS & SELF 1987). A tömbök mozgás közben egyre kisebb darabokra törnek, ám mivel az üledékanyag laminárisan szállítódik, egy-egy tömb kőzetanyaga általában együtt marad. A széttört darabokra ilyenformán illeszkedő törési mintázat jellemző (*jigsaw fit* vagy *jigsaw cracks*: UI 1983; SIEBERT 1984; *8. ábra*). Tekintve, hogy a lávából álló méretesebb tömbök lávadómnak vagy szubvulkáni testnek is térképezhetők (kisméretű feltárások esetében ez komoly probléma), az illeszkedő törési mintázat fontos bélyeg lehet az elkülönítésben. Széttört, de nem szétszakadt tömbökben a töréshálózat gyakorta derékszögű (UI 1989), ellentétben az általában szabálytalanabb, girbegurbább fagyási, és a hűlési eredetű sugaras repedésrendszerrel. A tektonikus eredetű, ill. földrengés okozta töréshálózattól már nehezebb az elkülönítés. A Mt. Shastán végzett vizsgálatok szerint a keletkezett repedések gyakorisága nem nő a szállítási távolsággal, csak a szélessége,



7. ábra. Blokkfácies láva-, vulkanoklasztit-, valamint középen egy üledékes blokkal (nyíl) a Cantal-hegység DNy-i részén, Aurillac városkától K-re (Auvergne, Franciaország)

Fig. 7 Block facies with lava-, volcaniclastic and a sedimentary block (arrow, in the centre) in the SW part of Cantal Mts, E of Aurillac town (Auvergne, France)



8. ábra. Kevert fáciesű törmeléklavina-üledék a Cantal-hegység É-i részén. Jobb oldalt széttört megablokk illeszkedő törési mintázattal. A „méretarány" 110 cm

Fig. 8 Mixed facies in a debris-avalanche deposit in the N part of Cantal Mts. To the right is a broken megablock with jigsaw-fit pattern. „Scale" is 110 cm

ami arra vall, hogy a hegyből leszakadó és összekeveredő tömbök a megcsúszás pillanataiban törnek szét; új repedések ezután már nemigen alakulnak ki, csupán a meglévők tágulnak (UI & GLICKEN 1986). A tömbök szállítás közbeni együtt maradását egymáshoz igen hasonló paleomágneses deklinációik is bizonyítják (pl. a japán Yatsugatake vulkánon: MIMURA et al. 1982). (A mért irányok ugyanakkor különböznek a forrásvulkánétól: függőleges sík menti enyhe rotációt mutatnak.). Széttöredezés (*9. ábra*) helyett a puhább tömbök a szállítás során deformációt szenvedhetnek. Ez leggyakrabban vulkanoklasztitokra, de nemritkán lávakőzetek alkotta tömbökre is jellemző (pl. Mt. Shasta: CRANDELL et al. 1984; Cantal-hegység, saját megfigyelés, *10. ábra*).

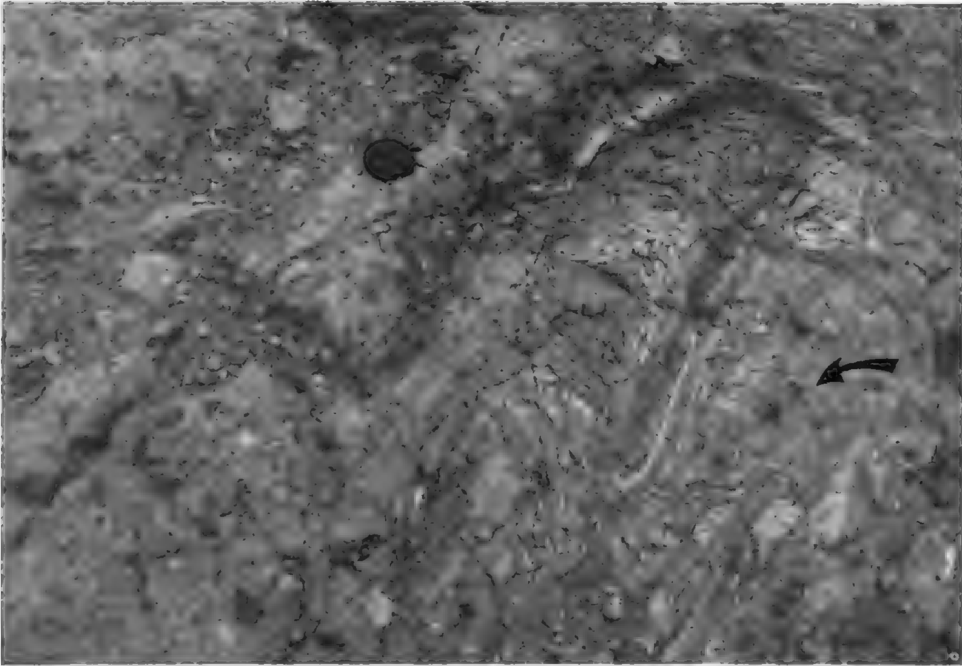
A mátrixfácies (vagy „kevert" [*mixed*] fácies) a kőzetttömbök széttöredezésével, valamint anyaguk és a meglévő, ill. újonnan kialakuló mátrix mozgás közbeni keveredésével, elnyíródásával keletkezik (*11. ábra*). Ezt kiválóan bizonyítják a paleomágneses mérések: a mátrix szemcséinek deklinációirányai véletlenszerűen oszlanak el (MIMURA et al. 1982). Ennek megfelelően a mátrix, bár tükrözi a tömbök összetételét, mind anyagában, mind szemcseméret-eloszlásában igen változatos: a vtl csak több tucat km megtétele után „homogenizálódik" valamelyest. Fokozhatja a változatosságot, hogy a távolsággal megnő az exotikus anyag részaránya, egyre gyakrabban találkozhatunk nemvulkáni üledékkel (kavics, konglomerátum, talaj), sőt növénymaradványokkal is. Ez a fáciesképben



9. ábra. Szállítás során több darabra tört telér (nyíl) a Monts Dore É-i részén (Auvergne, Franciaország)

Fig. 9 Dyke broken into several pieces (arrow) during debris-avalanche transport (N part of Monts Dore, Auvergne, France)

a laharüledékhez való növekvő hasonlóságot, végső soron egyezést jelenti. Az elkülönítést egyrészt – szerencsés esetben – a folyamat végigkövetése segítheti. Másrészt, mint az újabb elektronmikroszkópos vizsgálatok kiderítették, nemcsak a kőzettömbök, hanem a homokméretű szemcsék, sőt a kristályok is megszenvedik a szállítást: felszínük a széthasadások miatt fűrészes, barázdált (*hackly surface*) és mikrorepedésekkel (*microcracks*) szabdalt lehet (KOMOROWSKI et al. 1991; BELOUSOV et al. 1999). Vtl eredetű lahar-üledékeket mutattunk ki (részben mikroszkópi elemzéssel) a Börzsöny korai szakaszából (KARÁTSON & NÉMETH in print). A kőzettömbök tágulása, szétrázódása (a mátrixfácies megjelenése, kifejlődése) és az idegen anyag bekerülése jelentősen megnövelheti a vtl-üledék térfogatát. A Socompa 26 km^3-nyi vtl-üledéke kb. 30%-kal több a hegyből hiányzó anyagnál, az egy nagyságrenddel kisebb Mt. St. Helensen mintegy 20, az igen felhígult Osceola Mudflow esetében (lásd később) több mint 50% a többlettérfogat (WADGE et al. 1995; SIEBERT 1984; VALLANCE & SCOTT 1997). A blokkfácies kapcsán említett deformáció természetesen a mátrixfáciesben is jellemző,



10. ábra. Deformált, elnyírt (és utólagos mállás miatt elszíneződött, sávos) blokk a Cantal-hegység DK-i lejtőin. Figyeljük meg a blokkot körülvevő vulkanoklasztit becsípődéseit (nyíl) a kép jobb alsó részén!

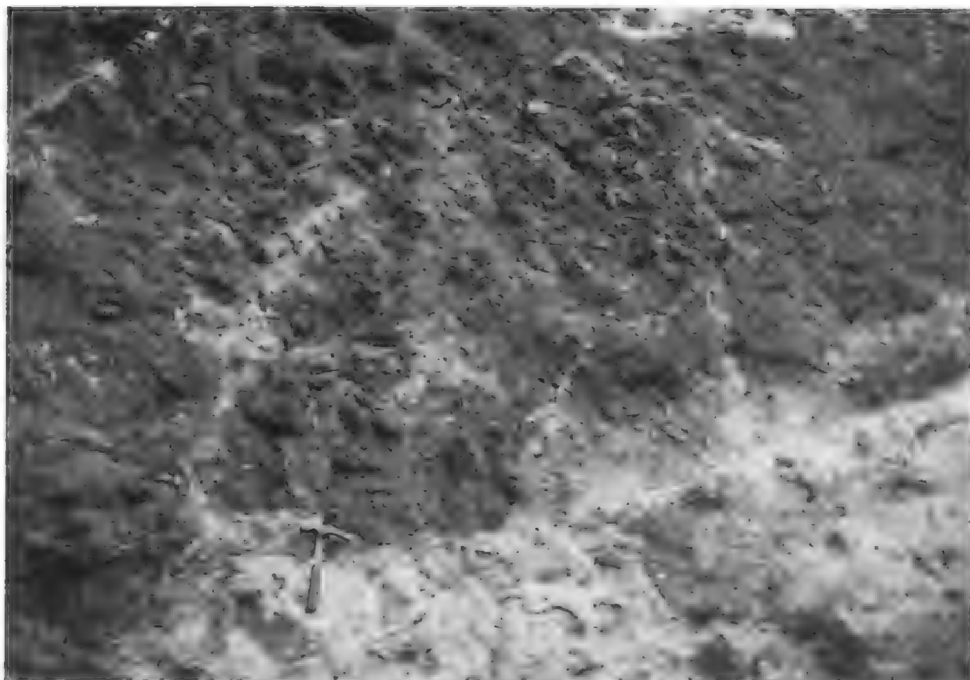
Fig. 10 Deformed, sheared block (coloured and banded by subsequent alteration) in the SE slopes of Cantal Mts. Note pinched parts of embedding volcaniclastics to the bottom right (arrow)!



11. ábra. Mátrixfácies kisebb metamorf blokkal a Cantal-hegység D-i részén

Fig. 11 Matrix facies with a smaller-scale metamorphic block in the S part of Cantal Mts.

sőt talán még gyakoribb. A puhább anyag szétkeveredése, begyűrődése ún. klasztikus telérek (*clastic dyke*) kialakulását eredményezheti (*12. ábra*). Ezek anyaga természetesen a feküből is származhat. A mátrix jelentős deformációt mutathat főként a vtl-üledék alsó részében, ahol a nagy tömbök mindvégig hiányoznak. Ez jelentős nyíróerőre utal a felszínnel érintkező rétegben. A számítások szerint a lezúduló vtl-ben kialakuló teljes nyírás fele az alsó egytizednyi rétegben összpontosul (ezt a réteget „kataklázitnak", „frikcionitnak" is szokták hívni).



12. ábra. Klasztikus telérek kétféle vulkanoklasztit megablokk érintkezésénél egy, a Monts Dore K-i részén található vtl üledékében

Fig. 12 Clastic dykes along the boundary of two different volcaniclastic megablocks in a debris-avalanche deposit in the E part of Monts Dore

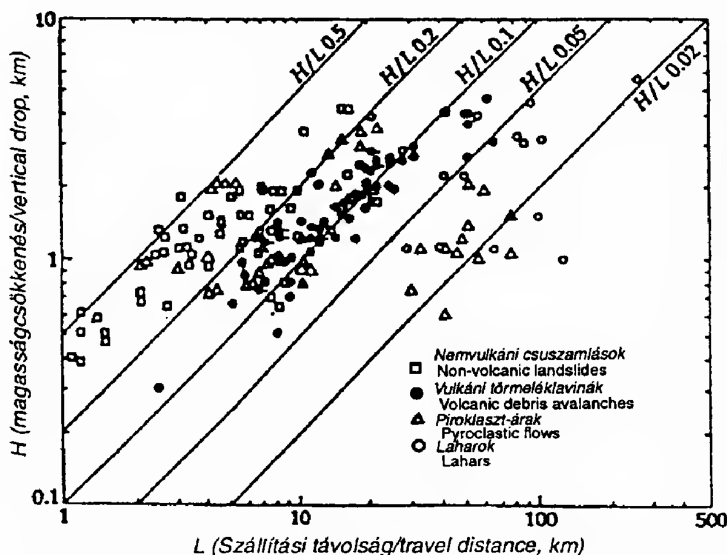
A vulkáni törmeléklavinák mozgása

A vtl, mint korábban említettük, hatalmas hegycsuszamlással indul. A mozgás első szakasza ennek megfelelően csúszás. Ezt egyértelműen mutatja a csúcsközeli kőzettömbök óriási mérete, megőrzött eredeti rétegsorrendje, egymáshoz hasonló mágneses deklinációja stb. A tulajdonképpeni vtl a tömbök (java részének) széttöredezése után, a csúszásból folyásba való átmenettel kezdődik, s mindaddig vtl-nek nevezhetjük, amíg „normál", nedves szállítóközegű törmelékárrá nem hígul (vö. PIERSON & COSTA 1987).

A vtl jellemző vonása, hogy viszonylag kis magasságból is – nagy sebességre, akár 100 m/s-re felgyorsulva – jelentős távolságba juthat (*13. ábra*). Míg a magasság(csökkenés) (H, *height*)/megtett távolság (L, *length*) arányszám, másnéven súrlódási együttható kisebb (nemvulkáni) csuszamlások esetében 0,4–0,5 körül mozog, addig nagyobb törmeléklavináknál – amilyenek a méretesebb földcsuszamlások és kifejezetten a vtl-ek – 0,2–0,05-re csökken. Ez az érték, amint az a *13. ábra* grafikonjának jobb oldalán látható, már-már laharok és a Bingham-folyadékként viselkedő (ún. fluidizált) piroklaszt-árak arányszámával vetekszik. A laharok mozgékonyságát a nagymennyiségű iszapfrakció adja, a piroklaszt-árak fluidizációja pedig jól magyarázható a mozgás közben távozó gázokkal, amelyek lecsökkentik a szemcsék közötti súrlódást. A vtl-ek kis súrlódási együtthatójára viszont, bár számos elmélet született, máig sincs egyöntetű magyarázat.

Az elméletek kiindulópontja a mozgás jellege. A kőzettömbök anyagának együtt maradása és osztályozatlansága azt mutatja, hogy a vtl alapvetően lamináris áramlással mozog (ún. *„plug flow"*). Például a Socompa oldalának sokszáz m vastag andezit-dácit rétegsorrendje a vtl-üledék teljes hosszában követhető, még a legtávolabbi, néhány m vastag üledékanyagban is megvan (FRANCIS & SELF 1989). Az ilyen mérvű elnyíródás, a megtett nagy távolság, valamint a lavinaüledék szétterülése laposabb térszíneken a vtl egészének vagy legalábbis egy részének fluidizációjára vall. Ezt már a nagytömegű (nemcsak vulkáni) csuszamlások korai kutatói is valószínűsítették (pl. KENT 1966). A kérdés tehát, amelyet minden elméletnek magyaráznia kell: mi az a mechanizmus, amely olymértékben képes csökkenteni a szemcsék közötti súrlódást, hogy a vtl (legalább részben) fluidizálódjék. Először – amerikai csuszamlásokat vizsgálva – SHREVE (1968) a fluidizációt a vtl által mozgás közben bekebelezett levegőnek tulajdonította. Ez az elmélet „légpárna-" vagy „mágikus szőnyeg" mechanizmusként vált ismertté. Később, finomítva az elképzelést, mások a vtl finomszemcsés anyagának a bekebelezett levegő okozta fluidizációjára gondoltak. Csakhogy törmeléklavinákat – mint említettük – víz alatti környezetben, valamint a Holdon és a Marson is kimutattak, ahol a légpárna-magyarázat nyilvánvalóan nem állja meg a helyét (vö. FRANCIS 1993).

A későbbi elképzelések szerint épp ezért magában a lavinában kell keresni a fluidizáció okát („önnedvesítés", *self-lubrication*). Az Osceola Mudflow (Mt. Rainier) pl. vtl-ként indult, de a feküközet nagy pórusvíztartalma és hidrotermális bontottsága miatt 2 km-en belül óriás laharrá hígult, ami jól magyarázza a viszonylag kis térfogathoz társuló nagy szállítási távolságot (l. *1. táblázat*; VALLANCE & SCOTT 1997). Nehezebb kérdés a végig szárazan maradó vtl-ek fluidizálódása. HABIB (1975) szerint a lezúduló anyagtömeg súrlódása a feküben (az alsó rétegben) található pórusvizet gőzzé alakíthatja. ERISMANN (1979) még merészebb hipotézise olvadt anyagot tételez fel az alsó rétegben, amit úgymond a súrlódás fejlesztette hő hoz létre. Az ilyen mérvű súrlódás azonban a fizikai megfontolások alapján inkább fékezőleg hatna a vtl-re (vö. CAMPBELL 1989). HSÜ (1975) sokkal reálisabb elképzelése szerint minden törmeléklavina olyan szemcsefolyás (*granular flow*), amelynek legfinomabb frakciójában a gyorsan mozgó részecskék mint sajátos fluidum viselkednek, lecsökkentve a szemcsékre



13. *ábra.* A H/L (magasságcsökkenés/szállítási távolság) arány piroklaszt-árak, vulkáni és nemvulkáni törmeléklavinák és laharok esetében (SIEBERT 1984)

Fig. 13 H/L (height dropped/distance travelled) ratio in pyroclastic flows, volcanic and non-volcanic debris avalanches and lahars (SIEBERT 1984)

nehezedő nyomást, egyben a súrlódást (ún. mechanikus fluidizáció: vö. DAVIES 1982). Ez a mechanizmus hasonló ahhoz, mint amit még BAGNOLD (1954) állapított meg klasszikus kísérleteiben a homokfolyásra: a szemcsék állandó ütközése lecsökkenti a közöttük lévő kohéziót, így a súrlódást (ezt hívják „dinamikus" fluidizációnak). A dinamikus-mechanikus modellt továbbfejlesztve CAMPBELL (1989) kifejezetten az alsó réteg szemcséinek sorozatos ütközését hangoztatta, amely szerinte magától előáll nagy sebességű szemcsefolyásban, és fizikai tulajdonságait tekintve az összenyomott gázhoz hasonlít. További okfejtése szerint mivel a nagy kezdeti mozgási energia csakis ebben az alsó rétegben emésztődik fel, és mivel a nagytömegű vtl-ek alsó rétege nem arányosan vastagabb, a nagy vtl-ek energiájának föleméSztődéséhez több idő (s ezáltal hosszabb út megtétele) szükséges. Az ezen alapuló későbbi számítógépes modellek az alsó, kisebb sűrűségű rétegben a szemcsék gyors mozgásának véletlenszerű eloszlásával számoltak; úgymond ezen a „híg" rétegen halad a kisebb belső mozgással jellemzett nagytömegű törmelék. MELOSH (1979) egy további tényezőre hívta fel a figyelmet: a szemcsék közötti súrlódást a lezdúduló törmeléklavina által keltett hanghullámok is csökkenthetik (ún. akusztikus fluidizáció). Szintén ezen az elven „működik" a földrengéshullámok okozta fluidizáció modellje. Mindezeket és a pórusvíz benyomuláshoz némileg hasonló folyamatot egyesíti az a mechanizmus, amelyet a Socompán újabban valószínűsítettek (VAN WYK DE VRIES et al. 2000). Eszerint a vulkán lassú, folyamatos szétterülése az alsó, nem közvetlenül a felépítményhez tartozó rétegek összenyomódásához, elnyíródásához, majd csuszamlásához vezetett, magával vonva a Socompa egy részének leomlását is. (A vtl-üledéknek csak mintegy 40%-a származik a vulkáni felépítményből!) A puhább alsó rétegek mintegy „befecskendeződtek" a vtl-be, kiváló csúszópályát szolgáltatva. A tömegmozgást akusztikus fluidizáció is segíthette. FRANCIS (1993) a különböző elméleteket részben összesítve arra hívja fel a figyelmet, hogy a súrlódási veszteség kompenzálását, a fluidizált réteg fenn-

maradását a vtl anyagának fokozatos leülepedése, tömegvesztése biztosíthatja, ami rendre átadja az impulzust a vtl tovahaladó részének („rakéta-meghajtás").

UI et al. (2000) véleménye szerint bármely vtl jól modellezhető a fenti elméletek valamelyikével vagy azok valamilyen kombinációjával. Ezt alátámasztja pl. MEHL & SCHMINCKE (1999) tanulmánya a kanári-szigeteki Roque Nublo-vtl üledékéről, amelyben a szerzők több – térben és időben elkülönülő – anyagszállítási és -lerakási mozgásmechanizmust mutattak ki.

Vulkáni törmeléklavinák Magyarországon

A belső-kárpáti tűzhányólánc rétegvulkáni hegységeiben a vtl-ek megléte – előfordulásuk ismertetett gyakorisága és törvényszerűségei alapján – nem lehet kérdéses. SZAKÁCS & SEGHEDI (1995, 1996) ezidáig a Kelemen-havasokban és a Hargitában (K-Kárpátok) azonosított vtl-üledékeket. (Utóbbi hegységben – nem kis részben az esemény fiatalságának [kb. 5 millió év] köszönhetően – még az összeomlott vulkán lópatkó-kalderája is megvan: a Vargyas-patak völgyfője [SZAKÁCS & SEGHEDI 1995]).

Hasonlóképpen Magyarországon is bizonyosra vehető, hogy a vulkáni hegységek legalább közepes méretű szerkezetei elszenvedtek nagy csuszamlásokat. Hazai vtl-jeink azonosítása, követése és különösen forráshoz kötése azonban a jelentős posztvulkáni („neo") tektonika, az erózió, valamint a rossz feltártsági viszonyok miatt rendkívül nehéz feladat. Alábbiakban három valószínűsített vtl-előfordulás eddig megállapított jellemzőit ismertetem. Hangsúlyozandó, hogy bár ezek a vtl-ek sokszorta nagyobb szabású események voltak, mint a hegységeinkben oly gyakori késő-pleisztocén–holocén földcsuszamlások (pl. SZABÓ 1996), jóval idősebb koruk és az említett tektonikus– eróziós átalakítás miatt a mai morfológiában nem, vagy csak kivételes esetben várható a felismerésük.

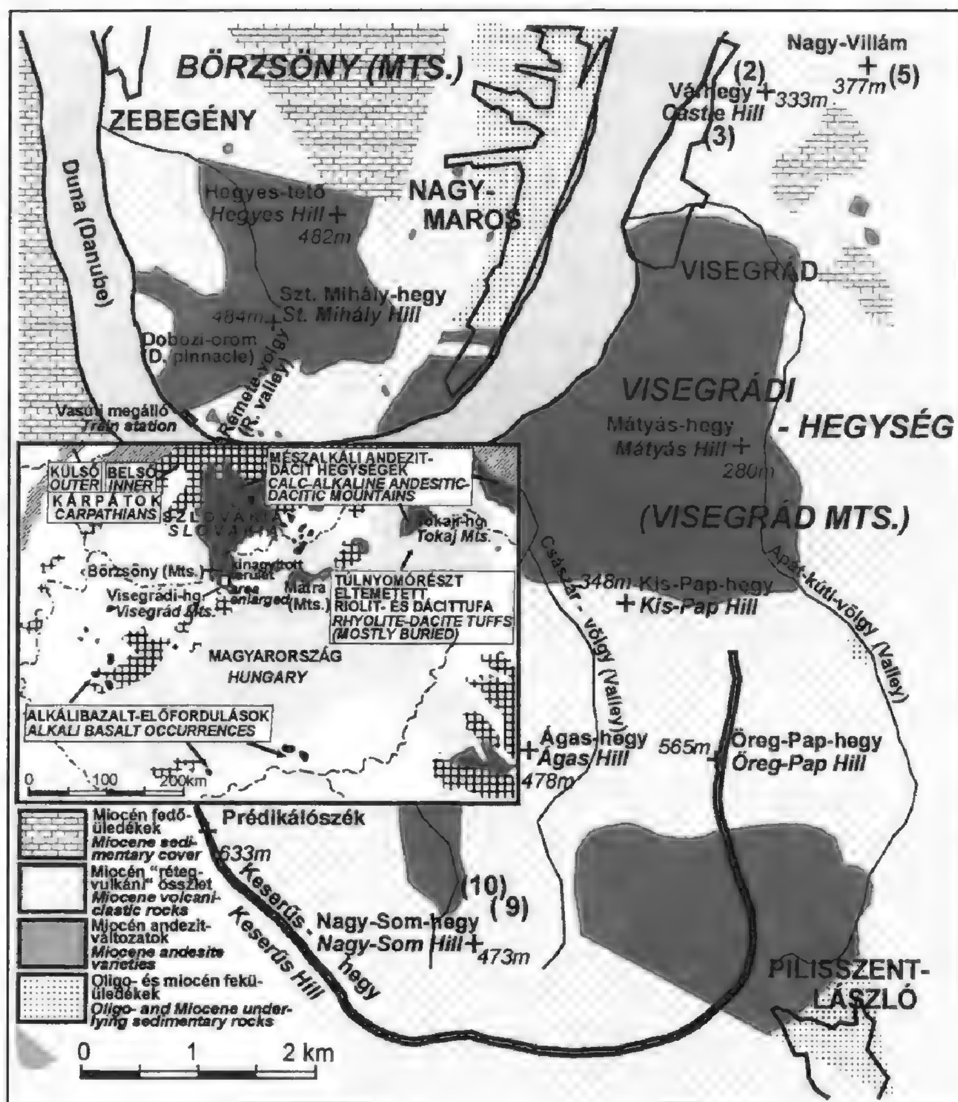
Börzsöny, Visegrádi-hegység

Magyarország törmeléklavinák szempontjából már csak méretüknél fogva is legígéretesebb feltárásai a Dunakanyar meredek letörései Visegrád, Nagymaros és Zebegény térségében (*14. ábra*). Az itt emelkedő sziklafalak többszáz m vastag, összetett vulkáni rétegsort képviselnek, amelyről ezidáig főként csak vázlatos, kéziratos kőzettani ismertetések jelentek meg: a legátfogóbb, bár csak a K-i részről, Nagymaros Mérnökgeológiai Térképezése (1989). Vulkanológiai szempontból igen érdekesek e térképmagyarázó azon megállapításai, hogy egyrészt a vizsgált területen feltűnő a kőzetek „nagyfokú változékonysága", másrészt az uralkodóan törmelékes „rétegvulkáni" összleten belül lávakőzet is megjelenik, ám ez gyakran „breccsás, egyenetlen darabokból álló", települése pedig „foltszerű" vagy „tisztázatlan".

Alábbiakban a Dunakanyar térségében és a Visegrádi-hegység D-ebbi részén eddig valószínűsített vtl-feltárásokat ismertetem. A Szent Mihály-hegy esetében BORBÉLY E. (2001) irányításommal készült OTDK-dolgozatának eredményeit is felhasználtam.

Feltárások (zárójelben a 14. ábrán jelölt feltárás-számok)

a. Nagy-Som-hegy. A császár-völgyi autóút Ny-i oldalán, a Nagy-Som-hegy É-i oldalában (9) piroxénamfibolandezit anyagú breccsa bukkan elő (*15. ábra*). A mintegy 40 m hosszú útbevágás D-i részén fehér, agyagos mátrixban ritkán néhány cm (max. 1–2 dm) átmérőjű, sarkos törmelékszemcsék fordulnak elő.



14. ábra. A Dunakanyar térségének geológiai térképvázlata (KORPÁS & CSILLAG-TEPLÁNSZKY 1999 után, egyszerűsítve) feltárásszámokkal; a keretben a magyarországi miocén vulkanizmus térbeli helyzete

Fig. 14 Geological sketch of the Danube Bend region (simplified from Korpás & Csillag-Teplánszky 1999) with numbers of occurrences insert map shows major features of Miocene volcanism in and around Hungary



15. ábra. Szemcsegazdag (nyíl) és -szegény vulkanoklasztit keveredése a Som-hegy É-i oldalában, a császár-völgyi autóút bevágásában

Fig. 15 Probable block facies of a debris-avalanche deposit showing mixing and shearing of coarser- (arrow) and finer-grained volcaniclastic blocks (Som Hill northern slopes, Visegrád Mts, N Hungary: 9 locality in Fig. 14)

Ebbe az összletbe kb. 6 m szélességben egy zöld színű, jóval szemcsegazdagabb folt ágyazódik be, előbbihez hasonló maximális szemcseátmérőkkel. A folt határa a márixszegény összlettel bizonytalan körvonalú, elágazó, de a szemcsesűrűségbeli különbség miatt mindenütt feltűnő. Hasonló kőzetanyagú, bár nem ilyen szépen szétkeveredett breccsa e feltárástól É-ra is kibukkan (10), sőt ott apatitos biotitamfibolandezit törmelék is előfordul.

b. Visegrádi Várhegy. A CHOLNOKY (1937) óta kitörésközpontként leírt Várhegyet KORPÁS (in: HARANGI et al. 1999) szerint alulról felfelé – egyre durvuló szemcsenagysággal – háromféle breccsa alkotja: oxidált amfibol (am) andezit breccsája mint sekélyvízi törmelékár-üledék; vörös és szürke amfibolandezit breccsája mint lávadóm oldalában települt üledék; végül a Fellegvárban szürke, egyveretű, durva (max. 7 m szemcseméretű) amfibolandezit kürtőbreccsa. Saját terepi és vékonycsiszolati vizsgálataim alapján a Várhegyet (2) kb. fele magasságáig lilás, mátrixszegény vagy -mentes, lekerekítetlen darabokból álló amfibolpiroxén (ampy) andezit-breccsa, afölött pedig – rosszul feltárt, de éles határral – mátrixban gazdagabb (≤40%), főként fehér, üde, ritkábban vörösre oxidált, mikroszkópban üveges alapanyagú, kevés biotitot (bi) is tartalmazó hipersztén amfibolandezit-breccsa alkotja. Anyagát tekintve a fellegvári breccsaszint nem, csak durvább szemcseméretében különül el. Ugyanakkor a Fellegvár alatt kb. 20–30 m-rel – a Dunára néző letörésben és a kék jelzésű



16. ábra. A visegrádi Várhegy Ny-i lejtője: a Fellegvár üde amfibolandezit-breccsájának anyagába helyenként összetört, más kőzetű, sárgászöld, bontott lávablokkok ágyazódnak (nyíl)

Fig. 16 Visegrád Castle Hill W slope: heavily fractured, strongly altered, apatite-bearing augite amphibole andesite lava (mega?)blocks (dark-coloured, see arrow) embedded in the Castle Hill-type fresh pyroxene amphibole andesite breccia (2 locality in Fig. 14)

turistaút mentén (3) – litológiailag valóban eltérő, beágyazott kőzettestek is megfigyelhetők (*16. ábra*). Ezek 3–4 m átmérőjű, apróra összetört, sárgászöld színű, mikroholokristályos, erősen bontott hipersztén-amfibol (hypam) andezit blokkok. A vékonycsiszolati mintákban nagy számban apatit-, ill. 1–2 biotitkristály is előfordul. Szembetűnő a hasonlatosság a (10) kőzethez A turistaúton (3) ezen kívül még apróhorzsaköves lapillitufa-foltok (nem szintek!) is megfigyelhetők. A Fellegvárban a piroxén-amfibol (pyam) andezit tömbök, főleg a nagyobbak, erősen, gyakran derékszögű mintázat szerint repedezettek. Helyenként (pl. a vár ÉNy-i sarkán) a mátrixban finomszemű, vörösesen elszíneződött, vékony hullámzó rétegek figyelhetők meg.

c. Nagy-Villám. Előzetes vizsgálati eredmények szerint a Panoráma autóútnak a Nagy-Villámot K-re megkerülő szakaszán, az út Ny-i bevágásában (5) a következő, osztályozatlan és túlnyomórészt rétegzetlen vulkanoklasztitok találhatók (É-ról D-ra): 1. bontott, sárgásbarna (bi)py andezit éles, sarkos breccsája, max. szemcseátmérő 40 cm, esetleg 1–2 nagyobb (3–5 m) egybetartozó blokkal; 2. felette éles határ nélkül a fellegvárihoz hasonló, annál finomabb szemű (bár 1–2 m-es tömböt is tartalmazó) am andezit breccsa; 3. néhány cm-es horzsaköveket és lilás py, ampy andezit törmeléket tartalmazó lapillitufa, max. szemcseméret 1–2 dm; 4. ferdén előbbire települve szürke, porózus am andezit

anyagú, horzsakőmentes breccsa; 5. hullámzó és/vagy vetőkkel elmozdított, változó vastagságú, összetört, enyhén agyagos fehér színű tufa; 6. előbbinél durvább mátrixú, egyébként szemcsében szegény piroxén(?) andezit anyagú breccsa; a mátrix az előbbi tufarétegbe időnként becsípődik, „szétfolyik".

d. Szent Mihály-hegy, D-i oldal. A hegy eddig begyűjtött és leírt mintegy 30 feltárása közül alábbiakban a Dobozi-oromig felhúzódó gerinc környékének felépítését ismertem. A dömösi átkelés vasúti megálló szintjét (a Duna fölött néhány tíz m magasságig) néhány cm-es andezitdarabokat tartalmazó, horzsaköves, gyakorta rétegzett lapillitufa alkotja. Erre 360–380 m tszf. magasságig durva andezitbreccsa, afölött (a remete-völgyfői kis kőbánya jelezte szinttől) masszív, üdén fehér színű, gyakran erősen repedezett am andezit következik egészen a Szent Mihály-hegy (és a Hegyes-tető) csúcsáig. A breccsás szinten belül a Dobozi-orom alatti sziklák alulról első fontosabb feltárása 260–280 m tszf egy kb. 100 m szélességben kibukkanó, rétegzetlen, osztályozatlan, 5–6 m max. szemcseméretű breccsapászta (*17. ábra*). Anyaga makroszkóposan változatos színű, részben porózus, változóan bontott, néha sávos andezit, amely mikroszkóposan változó mennyiségű amfibolt, piroxént és kőzetüveget tartalmaz. Efölött egy rosszul feltárt, finomabb szemcsés, vastag vulkanoklasztit-szint következik, majd egy óriás (10–15 m-es) tömböket tartalmazó durvabreccsa, melynek anyaga üde, fekete piroxén andezit. Kb. 340 m-től legalább 50–70 m vastagságban makroszkóposan többféle andezitet tartalmazó durvabreccsa települ, max. szemcsemérete 7–10 m, gyakoriak a sugaras elválású blokkok. Megemlítendő, hogy a leírt breccsás sorozat szintjében, de más szelvényben pados elválású lávakőzet és erősen repedezett, összetört lávabreccsa is előfordul; a dömösi átkelés vm. fölött pedig egy helyen horzsaköves lapillitufa-folt is feltárul.

Értelmezés

A leírt feltárások térbeli elhelyezkedése alapján egyértelmű, hogy a dunakanyari térség felépítésében jelentős szerepet játszanak a közepes vagy durva szemcseméretű breccsák. A Szent Mihály-csúcsi, egyelőre talányos eredetű lávaszinten kívül (amely kisebb a *14. ábra* térképén jelöltnél!) csak a visegrádi oldal egy alacsonyabb (szubvulkáni?) helyzetű andezitszintje (Mátyás-hegy: KORPÁS & CSILLAG-TEPLÁNSZKY 1999) képvisel nagyobb kiterjedésű lávakőzet-előfordulást (vö. *14. ábra*). A fent bemutatott breccsák KORPÁS & CSILLAG-TEPLÁNSZKY (1999) Börzsöny–visegrádi geológiai térképének „rétegvulkáni összlet"-ébe tartoznak. Ezzel szemben a vizsgált breccsák kőzettani összetettsége és szedimentológiai bélyegei – a dömösi átkelés vm. alsó szintjének rétegzett lapillitufáját leszámítva – általában sehol sem vallanak elsődleges piroklasztitokra. (A visegrádi Várhegy ÉK-i tövén a Sibrik-domb kőfejtőiben, valamint a Panoráma-út visegrádi alsó szakaszán szintén rétegzett/keresztrétegzett, finomszemcsés vulkanoklaszitok bukkannak ki, jelezve egyszersmind, hogy a vulkanizmus ettől a szinttől fölfelé gyakorlatilag sem a visegrádi, sem a börzsönyi oldalon nem tekinthető szubvulkáninak.)



17. ábra. Durvabreccsa osztályozatlan, kerekítetlen andezitblokkokkal a Szent Mihály-hegy D-i lejtőjén (Dél-Börzsöny; lásd a szövegben)

Fig. 17 Coarse-grained volcaniclastic breccia of distal debris-avalanche or large-volume lahar origin in the S slopes of Szent Mihály Hill (Southern Börzsöny, North Hungary)

A Som-hegy É-i oldalán nagy valószínűséggel vtl szétnyírt blokkfáciese azonosítható. A nem keveredett, nagyméretű üledékrészek a forrás (viszonylagos) közelségét sugallják. A visegrádi Várhegy mátrixszegény, egyveretű alsó szintje autoklasztikus breccsaként, míg a rátelepülő am andezit breccsa – a beágyazott, más anyagú tömbök és horzsaköves „foltok" figyelembe vételével – vtl-üledékként értelmezhető. Közvetlenül a Fellegvár kitörésközpont eredetét nem lehet kizárni, de ez ellen szól a nagy tömböknek a hegyoldal egy részével azonos kőzetanyaga, erős repedezettsége, a kürtőbreccsa-értelmezéssel ellentétes, jelentős mennyiségű mátrix, továbbá a mátrixban talált elnyíródási sávok. A fellegvári szint monolitológiája, durvabreccsás jellege ugyanakkor egyértelműen blokk- és hamuár-üledéket (tehát piroklasztitot) takar. Ha valóban nem helyben lévő összletről van szó, akkor származási helyével kapcsolatban figyelemre méltó, hogy a CHOLNOKY (1937) által rekonstruált keserűs-hegyi kaldera főgerince – mindenekelőtt a legmagasabb térszínt képező Prédikáló-szék és Vadálló-kövek – a Várhegyével azonos am andezit-breccsából áll, mégpedig szintén blokk- és hamuár-piroklasztit-sorozatból (KARÁTSON et al. 2001b). Ez a jellegzetes andezitbreccsa a közbülső helyzetű Ágasvár-hegyen és Kis-Pap-hegyen is előfordul, amelyek talán mint „láncszemek" kapcsolják össze az

egymástól 8–10 km-re lévő kalderaperemet és az onnan leszakadt visegrádi Várhegyet. E sorozatba a Som-hegy (proximális?) vtl-üledéke is beletartozhat.

A Szent Mihály-hegy összetett rétegsora feltétlenül több nagyszabású eseményt rejt. Mivel a tömbök itt (a py andezites közbülső szintet leszámítva) kisebb méretűek, mint a visegrádi oldalon, (1) vagy kisebb vtl-eket (ill. nagy energiájú laharokat) feltételezhetünk, (2) és/vagy a vtl (ill. vtl-ek) visegrádi oldali származását. Utóbbival egybevág, hogy a Börzsöny D-i és középső részén semmilyen hasonló, vtl-üledéknek felfogható durvabreccsát nem azonosítottunk (KARÁTSON et al. 2000).

A vtl-ek dunakanyari jelenléte rendkívül fontos adalék lehet a terület földtörténeti rekonstrukciójában. Egyrészt, ha visegrádi-hegységi származást valószínűsítünk, a keserűs-hegyi kaldera mint É-ra nyitott lópatkó-kaldera romja magyarázattal szolgál az U alakú, kiszélesedő forma eredetére. Másrészt a vtl-ek a Dunakanyar sokat vitatott kialakulásának magyarázatát is átértékelhetik, színezhetik. A Duna talán épp a lecsuszamlott törmeléklavina-buckák között találta meg magának az átjárót, egy korábbi szigettenger szorosát átörökölve (KARÁTSON et al. 2001b), hogy azután e kiemelkedéseket fokról-fokra, a kiemelkedéssel lépést tartó völgybevágódásával (pl. KÉZ 1933; PÉCSI 1959) hegyekké „magasítsa". (Eközben természetesen az eredeti vtl-üledékek is jócskán pusztultak.) A felvázolt hipotézis alátámasztásához és az egykori óriás csuszamlások pontosabb térbeli azonosításához, akárcsak a posztvulkáni tektonika szerepének, részvételének tisztázásához természetesen a Dunakanyar további, részletes vulkanológiai vizsgálatára van szükség.

Mátra

A Mátra vulkáni felépítését legrészletesebben VARGA et al. (1975) monográfiája ismerteti. A sokat vitatott ún. középső (andezit) rétegvulkáni összlet számos olyan feltárást rejt, amely a vtl-ek szempontjából tanulmányozásra méltó.

Feltárások

a. A Szalajkás-tető D-i lejtője (Ny-Mátra). Egy 2–5 m magasságú, több mint fél km hosszú útbevágás Ny-i részén (*18, 19. ábra*) kb. 100 m szélességben bázisos (py?) andezit láva, salakos láva, lávabreccsa és finomszemcsés, helyenként horzsaköves vulkanoklasztit tárul fel, amelyeknek 5–7 m-es tömbjei egymásba ágyazódnak. K-ebbre rendkívül töredezett és/vagy pados elválású lávakőzetek következnek: feltűnő ezek eltérő repedezettsége. A tágabb környezet (Vörös-kő-bérc–Hideg-kút-hegy) VARGA et al. (1975) által szerkesztett geológiai térképével szemben („kálidús lapillitufa", majd efölött „fedőandezit") a feltárásban megfigyelt tömbök nem egymásra települve, hanem szabálytalanul keveredve jelennek meg.

b. Mátrafüred É. A Mátraháza felé vezető szerpentinút építésekor, az 1960-as években Mátrafüredtől 1 km-re „savanyú tufa és andezitagglomerátum" érintkezése tárult fel (VARGA et al. 1975, 125. kép). A szerzők a kétféle kőzet keveredését lahar vagy vtl mechanizmusával magyarázták. Az útbevágás jelenleg



18. ábra. Valószínűsített vtl blokkfáciese a Szalajkás-tető D-i lejtőjén (Nyugat-Mátra). Balra összetört lávakőzet megablokkja, jobb oldalt repedezett, finomszemcsés mátrix (vagy megablokk), benne nagyon összetört (eredetileg sugarasan repedt), kb. másfél m átmérőjű beágyazott tömb (nyíl)

Fig. 18 Block facies of a proposed volcanic debris avalanche in the S slopes of Mt. Szalajkás in the Western Mátra Mts. Note probable megablock to the left and embedded, highly fractured clast (arrow) to the right (see hammer for scale)

az érintkezést nem, csak a biotittartalmú, finomszemcsés tufát és távolabb a kerekítetlen andezitdarabokból álló breccsát tárja fel. A tufaanyagban akkréciós lapilli is előfordul, amely képződmény ezidáig csak az Abasártól É-ra lévő „különböző kifejlődésű tufák egyikében" volt ismeretes (VARGA et al. 1975), ráadásul éppen egy, a mátrafüredihez hasonló, hatalmas andezittömbök és tufa alkotta „keverékképződményben" (VARGA et al. 1975).

c. Markaz É. A markazi temetőtől É-ra egy felhagyott kőfejtő és az É-ról betorkolló patakvölgy változó szemcseméretű, monolitologikus (py andezit) breccsát tár fel (*20. ábra*). Leírását VARGA et al. (1975) munkájában találjuk, akik ez esetben is lahart vagy vtl-t valószínűsítenek.

Értelmezés

A leírt feltárásokat törmeléklavina-üledékként, a tektonikusan kiemelkedő Ny-Mátra főgerincének egykori posztvulkáni lecsuszamlásával magyarázzuk (KARÁTSON et al. 2001a). A mozgás DK-ies irányát a feltárások elhelyezkedése, DK felé csökkenő szemcsemérete, az ismertetetteken kívül további szedimentológiai és földtani hasonlóságai, valamint mikrotektonikai mérések is alátámasztják



19. ábra. A 18. ábra előbbitől kevéssel jobbra (DK-re) lévő részlete. Balra lent és jobbra fent (nyilak) összetört andezitláva, amelyeknek darabjai helyenként (üres nyíl) a középen látható, igen bontott, világossárga-okkerszínű-rózsaszínű, helyenként horzsaköves mátrixba ágyazódnak. Különösen bal oldalt láthatók jól a szétszakadt törmelékdarabok

Fig. 19 Part of the outcrop in Fig. 18 with embedded, broken lava clasts (arrows) in a varicoloured, altered, pumice-bearing volcanic-sedimentary matrix. Empty arrow points to mixed lava clasts

(KARÁTSON et al. 2001a). A nyugat-mátrai Szalajkás-tető térségének erősen kovásodott, kálidús kőzetelváltozásai (VARGA et al. 1975) és általában a gyöngyösoroszi ércesedéshez kapcsolódó intenzív hidrotermális kőzetelbontás mint a hegycsuszamláshoz hozzájáruló tényező (vö. LÓPEZ & WILLIAMS 1993) vehető figyelembe. A bemutatott feltárások térbeli kapcsolatainak tisztázására, a vtl-üledékek pontosabb elterjedésének kimutatására természetesen további kutatómunkára van szükség.

Köszönetnyilvánítás

A Börzsönyben, a Visegrádi-hegységben és a Mátrában folyó vulkanológiai kutatómunkát az OTKA F. 026209, T. 032774, a FKFP 0175/2000. sz. pályázatai, valamint 3. éve futó Magyary Zoltán posztdoktori ösztöndíjam támogatják. A Monts Dore és a Cantal törmeléklavináinak megismerését a Francia Nagykövetség Kulturális Osztályának 2000. évi ösztöndíja tette lehetővé, amikor két hónapot tölthettem a Clermont-Ferrand-i egyetemen. Kinti terepmunkámat



20. ábra. Nagyenergiájú lahar vagy törmeléklavina üledékanyaga: óriás, 10 m átmérőt elérő repedezett andezittömbök a markazi temetőtől É-ra futó vízmosásban. A vonal hossza kb. 1,5 m

Fig. 20. Andesite megablocks (up to 10 m in diameter) deposited by large-scale lahar or debris avalanche, N of the cemetery of Markaz village (Central-Eastern Mátra Mts). Scale bar ca. 1.5 m

Jean-Claude THOURET, David HUGUET, Jean-Marie CANTAGREL, Ben van WYK DE VRIES, Alain GOURGAUD és Alain DE GOËR DE HEVRE segítették. Ezúton köszönöm BENDŐ Zsolt, BORBÉLY Eszter és JÓZSA Sándor közreműködését, valamint HARANGI Szabolcs és NÉMETH Károly lektori munkáját.

Irodalom – Refrences

BAGNOLD, R. A. 1954: Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. – *Proc. Royal Soc. Lond.* **A225**, 49-63.

BEGÉT, J. E. & KIENLE, J. 1992: Cyclic formation of debris avalanches at Mount Augustine volcano. – *Nature* **356**, 701–704.

BELOUSOV, A. & BELOUSOVA, M. G. 1998: Bezymyannyi eruption on March 30, 1956 (Kamchatka): sequence of events and debris-avalanche deposits. – *Volcanol. Seismol.* **20**, 29–49.

BELOUSOV, A., BELOUSOVA, M. & VOIGHT, B. 1999: Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. – *Bull. Volcanol.* **61**, 324–342.

BORBÉLY E. 2001: *A nagymarosi Szent Mihály-hegy vulkáni felépítése.* – OTDK-dolgozat, 45 p.

CALVARI, S., TANNER, L. H. & GROPPELI, G. 1998: Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy). – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **87**, 193–209.

CAMPBELL, C. 1989: Self-lubrication for long runout landslides. – *J. Geol.* **97**, 653–663.

CANTAGREL, J.-M. 1995: Debris avalanches and debris flows in a complex intraplate volcano: towards a new volcano-stuctural scheme for the Cantal massif (Massif Central, France). – *Bull. Soc. Géol. France* **166/3**, 285–293.

CANTAGREL, J.-M., ARNAUD, N. O., ANCOCHEA, E., FÚSTER, J. M. & HUERTAS, M. J. 1999: Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Cañadas caldera wall (Canary Islands). – *Geology* **27/8**, 739–742.

CARRACEDO, J. C. 1994: The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large ocean-island volcanoes. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **60**, 225–241.

CARRACEDO, J. C. 1999: Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **94**, 1–19.

CHOLNOKY J. 1937: A Dunazug-hegyvidék (The Dunazug Mountains). – *Földr. Közl.* **65**, 1–27.

CRANDELL, D. R., MILLER, C. D., GLICKEN, H. X., CHRISTIANSEN, R. L. & NEWHALL, C. G. 1984: Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. – *Geology* **12**, 143–146.

DAVIES, T. R. H. 1982: Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. – *Rock Mechanics* **15**, 9–24.

DAVIDSON, J. & DA SILVA, S. 2000: Composite volcanoes. – In: SIGURDSSON, H. (ed.): *Encyclopedia of Volcanoes.* Academic Press, San Diego/London, 663–681.

DUFFIELD, W. A., STIELTJES, L. & VAREI, J. 1982: Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion, & Kilauea volcano, Hawaii. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **12**, 147–160.

ELSWORTH, D., CARRACEDO, J. C. & DAY, S. J. (eds): 1999: Deformation and flank instability of oceanic island volcanoes: a comparison of Hawaii with Atlantic ocean island volcanoes. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **94**, **1–4**, 340 p.

ERISMANN, T. H. 1979: Mechanism of large landslides. – *Rock Mech.* **12**, 15–46.

FRANCIS, P. 1993: *Volcanoes – A Planetary Perspective.* – Oxford University Press, Oxford/New York, 443 p.

FRANCIS, P. & SELF, S. 1987: Összeomló tűzhányók (Collapsing volcanoes). – *Tudomány* (a Scientific American magyar kiadása) **8**, 57–63; *Scientific American*, **255/6**, 90–97.

GUEST, J. E., CHESTER, D. K., DUNCAN, A. M. 1984: The Valle del Bove, Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **21**, 1–23.

HABIB, P. 1975: Production of gaseous pore pressure during rock slides. – *Rock Mechanics* **7**, 193–197.

HAYACHI, J. N. & SELF, S. 1992: A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. – *J. Geophys. Res.* **97**, **B6**, 9063–9071.

HEVESI A. 1982: Jég- és jelenkori tűzhányók a Cascade-hegységben I. – A Mt. St. Helens 1980. évi kitörése (Pleistocene and Holocene volcanoes in the Cascade Mountains I: The 1980 eruption of Mt. St. Helens. – *Föld. Ért.* **31**, 339–357.

HSU, K. J. 1975: Catastrophic debris avalanches (Sturzströms) generated by rockfalls. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **86**, 129–140.

INOKUCHI, T. 1988: Gigantic landslides and debris avalanches on volcanoes in Japan. – In: *Proceedings of the Kagoshima International Conference on Volcanoes.* Nat. Inst. Research Administration, Japan, 456–459.

KARÁTSON D. 1999a: A Shimabara-katasztrófa (The Shimabara catastrophe). – *Élet és Tudomány* **54/11**, p. 350.

KARÁTSON D. 1999b: *Vulkanológia I (Volcanology I).* – Egyetemi jegyzet, Eötvös Kiadó, 237 p.

KARÁTSON, D., THOURET, J-C., MORIYA, I. & LOMOSCHITZ, A. 1999: Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. – *Bull. Volcanol.* **61/3**, 174–193.

KARÁTSON, D., MÁRTON, E., HARANGI, SZ., JÓZSA, S., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z., KOVÁCSVÖLGYI, S., SZAKMÁNY, GY. & DULAI, A. 2000: Volcanic evolution and stratigraphy of the Miocene Börzsöny Mountains, Hungary: an integrated study. – *Geol. Carpathica* **51/5**, 325–343.

KARÁTSON, D. & NÉMETH, K. (in print): Lithofacies associations of an emerging volcaniclastic apron in a Miocene volcanic complex: an example from the Börzsöny Mountains, Hungary. – *Int. J. Earth Sci.* (in print).

KARÁTSON, D., CSONTOS, L. & HARANGI, SZ., SZÉKELY, B. & KOVÁCSVÖLGYI, S. 2001a: Volcanic successions and the role of destructional events in the Western Mátra Mts, North Hungary: implications for the volcanic structure. – *Rev. Géomorphologie,* no. spécial „Géomorphologie volcanique et riskes naturels" (in print).

KARÁTSON, D., NÉMETH, K., JÓZSA, S. & BORBÉLY, E. 2001b: An ancient volcanic debris avalanche initiated the river loop? The mystery of the Danube Bend, Hungary. – *EUG XI Congress*, Abstract Volume, Quaternary geology and geomorphology symposium, Strasbourg.

KATAYAMA, N. 1974: Old records of naural phenomena concerning the "Shimabara Catastrophe" – *Sci. Rep. Shimabara Volc. Observ.*, Fac. Sci. Kyushu Univ. 9, 1–45.

KENT, P. E. 1966: Transport mechanism in catastrophic rockfalls. – *J. Geol.* **74**, 79–83.

KÉZ, A. 1934: A Duna visegrádi áttörése (Der Donaudurchbruch bei Visegrád). – *Matem. és Term. tud. Értesítő* **50**, 711–749.

KOMOROWSKI , J. C., GLICKEN, H. & SHERIDAN, M. F. 1991: Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clasts from the 1980 Mount St. Helens debris-avalanche deposit: Implications for particle-particle interactions. – *Geology* **19/3**, 261–264.

KORPÁS, L. 1999: Visegrád, Castle Hill. IN: HARANGI, Sz., KORPÁS, L. & WEISZBURG, T. 1999: Miocene calc-alkaline volcanism of the Visegrád Mts., Northern Pannonian Basin. – *Beih. z. Eur. J. Mineral Exkursion A*, **11/2**, 14–17.

KORPÁS L. & CSILLAG-TEPLÁNSZKY E. 1999: A Börzsöny–Visegrádi-hegység és környékének földtani térképe (Geological map of the Börzsöny–Visegrád Mts. and their surroundings). – MÁFI (Hung. Geol. Inst.)

LIPMAN, P. W. & MULLINEAUX, D. R. (ed.) 1981: The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. – *US Geol. Surv. Prof. Pap.* **1250**, 844 pp.

LÓPEZ, D. L. & WILLIAMS, S. N. 1993: Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothrmal processes. – *Science*, **260**, 1794–1796.

MCGUIRE, W. J., JONES, A. P. & NEUBERG, J. (ed.), 1996: Volcano Instability on the Earth and Other Planets – *Geol. Soc. Spec. Publ.* **110**, 360 p.

MEHL, K. W. & SCHMINCKE, H-U. 1999: Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **94**, 105–134.

MELOSH, H. J. 1979: Acoustic fluidization: a new geological process? – *J. Geophys. Res.* **84**, 7513–7520.

MERLE, O., VIDAL N., VAN WYK DE VRIES, B (in print): Experiments on vertical basement fault reactivation below volcanoes. – *J. Geophys. Res.*

MIMURA, K., KAWACHI, S., FUJIMOTO, U., TANEICHI, M., HYUGA, T., ICHIKAWA, S. & KOIZUMI, M. 1982: Debris avalanche hills and their remanent magnetization – Nirasaki debris avalanche, central Japan. – *J. Geol. Soc. Japan* 88, 653–663.

MIMURA, K., KANO, K., NAKANO, S. & HOSHIZUMI, H. 1988: Ontake debris avalanche in 1984 – flow and deposition mechanism inferred from the deposit. – *Bull. Geol. Surv. Japan* 39, 495–523.

MOORE, J. G. & CHADWICK, W. W., Jr. 1992: Offshore geology of Mauna Loa and adjacent areas, Hawaii. – In: RHODES, J. M. & LOCKWOOD, J. P. (eds), Mauna Loa revealed: structure, composition, history, and hazards. – *Geophys. Monograph* **92**, Am. Geophys. Union, Florida, USA, 348 p.

MOORE, J. G., CLAGUE, D. A., HOLCOMB, R. T., LIPMAN, P. W., NORMARK, W. R., TORRESAN, M. E. 1989: Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. – *J. Geophys. Res.* **94** (B12), 17465–17484.

MOORE J. G., NORMARK, W. R., HOLCOMB, R. T. 1994: Giant Hawaiian landslides. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **22**, 119–144.

MORIYA, I. 1980: Bandaian eruption and landform associated with it. – Collection of articles in memory of retirement of Prof. K. NISHIMURA, Tohiku Univ., 214–219.

MORIYA, I. 1988: Geomorphological development of Bandai volcano. – *Transactions J. Geomorph. Union* **97/4**, 51–58.

Nagymaros Mérnökgeológiai térképezése 1989: MGSz OFGA (Hung. Geol. Inst.), 274 p.

PÉCSI M. 1959: *A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana.* – Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.

PIERSON, T. C. & COSTA, J. E. 1987: A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: COSTA, J. E. & WIECZOREK, G. F. (eds): Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation. – *Geol. Soc. Amer., Rev. Eng. Geol.* 7, 1–12.

SCHNEIDER, J.-L. & FISCHER, R. V. 1998: Transport and emplacement mechanisms of large debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal Volcano (France). – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **83**, 141–165.

SHREVE, I. 1968: The Blackhawk landslide. – *Bull. Soc. Amer. Spec. Pap.* **108**, 47 p.

SIEBE, C., MACÍAS, J. L., ABRAMS, M., RODRÍGUEZ, S., CASTRO, S. & DELGADO, H. 1995: Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East Central Mexico: implications for future hazards. – *Geol. Soc. Amer. Annual Meeting, Field Trip Guide Book* **1**, New Orleans, Louisiana, 47 p.

SIEBERT, L. 1984: Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **22**, 163–197.

SIEBERT, L., GLICKEN, H. & UI, T. 1987: Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. – *Bull. Volcanol.* **49**, 435–459.

STOOPES, G. R. & SHERIDAN, M. F. 1992: Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: Implications for long-runout landslides (>100 km) and hazard assessment. – *Geology* **20**, 299–302.

SZABÓ J. 1996: *Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében* (The role of sliding processes in the geomorphic evolution of Hungarian landscapes). Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 223 p.

SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1995: The Calimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain, East Carpathians, Romania: volcanological features. – *Acta Vulcanologica* **7/2**, 145–155.

SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1996: Volcaniclastic sequences around andesitic stratovolcanoes (East Carpathians, Romania). – IAVCEI Workshop Guide, *Romanian J. Petrol.* Bukarest, 55 p.

UI, T. 1983: Volcanic dry avalanche deposits. Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **18**, 135–150.

UI, T. & GLICKEN, H. 1986: Internal structural variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. – *Bull. Volcanol.* **48**, 189–194.

UI, T., YAMAMOTO, H. & SUZUKI-KAMATA, K. 1986: Characterization of debris avalanche deposits in Japan. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **29**, 231–243.

UI, T. 1989: Discrimination between debris avalanches and other volcaniclastic deposits. In: LATTER, J. H. (ed.): *Volcanic Hazards.* IAVCEI Proceedings in Volcanology I, Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg, 201–209.

UI, T., TAKARADA, S. & YOSHIMOTO, M. 2000: Debris avalanches. – In: SIGURDSSON, H. (ed.): *Encyclopedia of Volcanoes.* Academic Press, San Diego/London, p. 617–626.

VALLANCE, J. W. & SCOTT, K. M. 1997: The Osceola Mudflow from Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **109/2**. 143–163.

VAN WYK DE VRIES, B., SELF, S., FRANCIS, P. W. & KESZTHELYI, L. (in print.): A gravitational origin for the Socompa debris avalanche. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*

VARGA GY., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. & FÉLEGYHÁZI ZS. 1975: A Mátra hegység földtana (Geology of Mátra Mountains). – *MÁFI Évkönyv* **57/1**, 575 p.

VOIGHT, B. (ed.) 1978: *Rockslides and avalanches I, Natural phenomena.* – Elsevier, Amserdam/New York, 833 p.

WADGE, G., FRANCIS, P. W. & RAMIREZ, C. F. 1995: The Socompa collapse and avalanche event. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **66**, 309–336.

A kézirat beérkezett: 2000. 07. 28.

Földtani Közlöny 131/1–2, 285–289 (2001) Budapest

Rövid közlemények

A Balaton-felvidék földtani térképezése (1982–1999), avagy: kalapáccsal Lóczy Lajos nyomában

BUDAI Tamás[1] – CSILLAG Gábor[1]

1999 nevezetes évfordulója a Balaton-felvidék földtani kutatásának. Ebben az évben ünnepelte a magyar földtudományi társadalom a világhírű Balaton-monográfia megalkotójának, minden idők talán legnagyobb magyar geológusának, ID. LÓCZY Lajosnak a 150. születésnapját. A Magyar Állami Földtani Intézet azzal tisztelgett egykori igazgatója emléke előtt, hogy ugyanebben az évben jelentette meg a Balaton-felvidék néhány éve lezárult földtani felvételének eredményeit összefoglaló, 1:50 000-es méretarányú földtani térképet és a hozzá tartozó magyarázó kötetet. Ennek kapcsán érdemes röviden áttekinteni a Balaton-felvidék földtani kutatásának eme két időszakát, különös tekintettel azok közvetlen előzményére, körülményeire és nem utolsó sorban az eredményekre.

A LÓCZY-féle térképezés előzménye a BÖCKH János által készített terepi felvétel, amelynek alapjául 1:75 000 méretarányú topográfiai térképek szolgáltak. A Bakony déli részét (amely magába foglalja a Balaton-felvidéket is) BÖCKH két év alatt, 1869 és 1870 nyarán térképezte fel, HOFMANN Károly pedig a bazaltokkal foglalkozott részletesebben. A térképezés eredményeit a Földtani Intézet Évkönyvében megjelent, a magyar földtani irodalom klasszikus alkotásaiként számon tartott részletes leírások foglalják össze (BÖCKH 1872, 1874; HOFMANN 1875–78), míg az 1:144 000-es méretarányú földtani térkép kéziratos formában készült el (BÖCKH 1881).

A tömérdek új és bámulatosan pontos megfigyelés közül kiemelendő, hogy ekkorra vált ismertté a Balaton-felvidék hosszanti, „pásztás" szerkezete, az osztrák geológusok által már korábban felismert Litéri-vonal jellege és pontos lefutása, a triász rétegsor részletes és – néhány kivételes pontját leszámítva – máig érvényes tagolása és biosztratigráfiai beosztása (a térképezők munkáját az utóbbi tekintetben jelentősen segítette MOJSISOVICS munkássága). Ez a felvételezés mindössze 20 évvel előzte meg a Balaton kutatásának kezdetét, és magas szakmai színvonala miatt LÓCZY eredetileg nem is tervezett reambulációt a területen, amint azt a monográfia geológiai kötetének előszavában is kifejtette. Szerencsére végül nem ez történt, és azt is megtudhatjuk a fent idézett kötet bevezetőjéből, hogy miért: „Kétségtelen, hogy nincs hazánknak még egy nagyobb vidéke, amelyről annyi derék geológiai mű szólna, mint a Balaton környékéről. A BÖCKH János-féle leírás a legkimerítőbb, ami eddig hazánk valamelyik nagyobb területéről egyáltalán megjelent. A jelen munka bizonyíthatja azonban, hogy még oly tökéletes geológiai munka is a tudományos tapasztalatok szaporulata, új topográfiai térképek megjelenése után és a gazdasági igények növekedésével új meg új átdolgozásra és bővítésre szorul."

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út. 14.

A Balaton kutatási programjának ötletét a korabeli szakközönség meglehetős kétkedéssel fogadta. A Balaton Bizottság első üléséről CHOLNOKY Jenő a következőket írta: „... LÓCZY jelentette, hogy a munka elvégzéséhez és az eredmények publikálásához szükség volna mintegy 5 000 forintra. Egyik nagyszakállú tudósunk azonnal kijelentette, hogy ez utópia, Magyarországon tudományos dologra nem lehet ekkora összeget előteremteni. A többiek is fölényes mosollyal játszották a lenézőt, hisz ez a LÓCZY ábrándok után fut! De csak hadd fusson, nem árt neki, ha kijózanodik s ő is beáll a többi meghiggadt maradi közé, mit izgágáskodik itt s még utóbb arra kényszeríti a tudósokat, hogy írjanak is valamit, holott addig, amíg semmit sem írnak, addig igen nagy tudósoknak képzelhetők, de hátha aztán írásukból kisül, hogy tulajdonképpen nem tudnak semmit." A Balaton-monográfia aztán fényesen megcáfolta a kétkedők kishitűségét.

A LÓCZY-féle felvételezés 1:25 000-es méretarányú térképeken alapult, az azokból szerkesztett földtani térkép pedig 1:75 000-es méretarányban jelent meg (a világháború miatt megkésve, éppen LÓCZY halálának évében, 1920-ban). A térképezésben viszonylag népes csapat vett részt, a zseniális tudós és szervező LÓCZY Lajos vezetése mellett olyan kiváló szakemberek közreműködtek, mint CHOLNOKY Jenő, LACZKÓ Dezső, VADÁSZ Elemér és VITÁLIS István. A földtani térkép által ábrázolt terület északon felnyúlik a Déli-Bakonyba, délen pedig a Somogyi-dombság Balatonhoz közeli területét érinti. A Balaton-felvidék rétegsorát felépítő kőzetrétegtani egységek elterjedésének, egymáshoz viszonyított helyzetének, tektonikus vagy települt érintkezésének ábrázolása a térkép jelentős részén megközelíti vagy eléri a 1:25 000-es felbontást. Az egyes képződmények jellemzése igen részletes és találó, több terület földtani felépítésének leírása a monográfia geológiai kötetében (LÓCZY 1913), de még inkább a geológiai függelék kötetben (LACZKÓ 1911; VITÁLIS 1911) néhol kirándulásvezető részletességű. A tektonikai vonalak és az azokat kísérő szerkezetek megítélése meghökkentően pontos, példaként hozhatók fel a Litéri-vonalat kísérő gyűrt szerkezetek (LÓCZY 1913, IV. és X. tábla; LACZKÓ 1911, I. tábla, XIII. szelvény), vagy a nagy amplitúdójú horizontális elmozdulások kimutatása (LÓCZY 1913, p. 130. és III. tábla). A térképezés során gyűjtött temérdek ősmaradványt a legnevesebb európai szakértők (ARTHABER, BITTNER, FRECH, KITTL stb.) dolgozták fel, a négy vaskos paleontológiai függelék kötetben összefoglalt eredményeket LÓCZY a geológiai kötet megírásakor már beépítette a szövegbe. A középső- és felső-triász medencék és platformok egymáshoz viszonyított térbeli helyzetének megítélését illetően ki kell emelni LACZKÓ nevét, aki a Veszprémi-fennsík peremén leírta a ladin és a karni platformok ÉK-ről DNy-ra irányuló előrenyomulását az egykorú medence felé. A bazaltok és elterjedésük részletes jellemzése, a vulkanizmus értelmezése részben VITÁLIS (1911), részben LÓCZY nevéhez fűződik. A monográfia geológiai kötete legrészletesebben talán a neogén és kvarter képződményeket ismerteti, gyakran messzire kalandozva a szorosabb értelemben vett Balaton-felvidéktől. A kiemelkedő eredmények közül érdemes megemlíteni a balatonkenese–városhídvégi kavicsmeder leírását és a „balatonfenéki lerakódások" részletes, fúrásos vizsgálatát. Igen részletesen foglalkozott LÓCZY a Balaton keletkezésével is. A legmagasabb balatoni vízszintet 110,5 méterre becsülte (1913, p. 461), ami nagyjából megfelel a mai becsléseknek is. A tó

kialakulását kisebb részmedencék összeolvadásával magyarázta, ami összhangban áll a mai, részletes műszeres mérések értelmezésével kialakított elméletekkel.

LÓCZY a geológiai kötet bevezetőjében a további kutatások szükségességét és irányát a következők szerint fogalmazta meg (a fenti idézet folytatása): „Ezzel azt is állítom, hogy a jelen munka sem meríti ki a még várható ismereteket és a részletek térképi ábrázolásához távolról sem elegendők az 1:25 000 mértékű eredeti katonai felvételek fényképes másolatai. Ezt az állításomat talán alkalmam lesz a munkám második szakaszában egy 1:12 500 mértékű geológiai térképpel támogatni, amelyen nagyobb részletességgel fogom Balatonfüred környékét földtanilag illusztrálni."

Figyelemre méltó az a józan megítélés az akkor már világhírnek örvendő LÓCZY Lajos, a Földtani Intézet igazgatója és egyetemi tanár részéről, amellyel a Balaton-monográfiát sem tartotta olyan műnek, amelyet ne lehetne a tudomány fejlődése során túlszárnyalni. Kétségtelen tény ugyanakkor, hogy a Balaton-felvidék földtani ismeretessége a monográfia megjelenésével olyan magas fokra emelkedett, hogy azt követően igen hosszú időn, több mint hatvan éven keresztül nem volt igény rendszeres térképezésre a területen – nem számítva az olyan céltérképezési programokat, amelyek egy-egy nyersanyag (urán, homok, kaolin, bauxit, bazalt stb.) kutatásához, vagy a parti régió építésföldtani felméréséhez kapcsolódott.

A Földtani Intézet által a 80-as évek elején tervbe vett újrafelvétel semmivel sem kapott több bizalmat a szakközönség részéről, mint a LÓCZY-féle kutatási program. Elsősorban a várható szakmai színvonalat illetően merültek fel kétségek sokakban, amit nem éreztek biztosítottnak a térképező csapatot alkotó, többségében fiatal, és viszonylag kevés terepi tapasztalattal rendelkező geológusok részéről.

Melyek voltak vajon azok a tényezők, amelyek mégis indokolttá tették a Balaton-felvidék földtani újrafelvételét a 80-as években? A döntő érv nehezen határozható meg, az alábbiakban felsorolt néhány körülmény azonban bizonyosan kedvezően hatott a program elindulásához:

– A területről rengeteg új adat, ismeret látott napvilágot a LÓCZY-féle térképezést követően, amelyeknek a rendszerezése csak egy új, regionális felvétel keretében volt várható. A különböző célú kutatások során több ezer fúrás mélyült, ezek – elsősorban az alapszelvény-rangúak – nagyon sok olyan fontos rétegtani, faciológiai, de egyben pontszerű adatot szolgáltattak, amelyek a korábbi ismeretek alapján, illetve térbeli kiterjesztésük nélkül nem voltak világosan értelmezhetőek.

– A földtan résztudományai (pl. a rétegtan, a faciológia, a szedimentológia, a kőzettan, a tektonika stb.), valamint az azokat segítő tudományágak (pl. a műszeres anyagvizsgálatok, a távérzékelés, a geofizika, a geomorfológia stb.) terén óriási fejlődés zajlott le, az ezzel együtt járó jelentős szemléletváltás szintén hozzájárulhatott a térképezési program elindításához.

– A Bakony-hegység rendszeres földtani térképezése a 80-as évek elején zárult le. Ennek a programnak voltaképpen egyenes folytatását jelentette a Balaton-felvidék felvétele, amelynek várható tudományos eredményei a folyamatosan

kiadásra kerülő „Magyarország földtana" kötetsorozat szakmai színvonalának emelésére is reménybelinek tűntek.

A Balaton-felvidék geológiai felvétele 1982-ben kezdődött meg a Keszthelyi-hegységben, majd a DNy–ÉK-i csapást követve 1988-ban zárult le a Balatonfő területén. Ebben a munkában összesen 16 geológus vett részt többségük azonban csak egy-egy lap térképezése erejéig. A felvételek alapját 1:10 000-es topográfiai térképek, valamint színes és fekete-fehér légifotók képezték. A szerkesztés és az alapadat-gyűjtemények összeállítása az 1:25 000-es térképszelvények szerint történt részben a felvétellel párhuzamosan, részben annak lezárulását követően 1:20 000-es méretarányban (ebben a munkafázisban már csak 5–6 geológus vett részt). A térképlapok egységesítése és az 1:50 000-es tájegységi térkép fedett változatának szerkesztése 1989–90 során zajlott (BUDAI, KOLOSZÁR 1990), míg a fedetlen változat (DUDKO 1991) és a magyarázó 1991 során készült el kéziratban. Az eredeti tervek szerint ezt követően kellett volna nyomtatásban megjelennie az 1:20 000-es térképsorozatnak fedett és fedetlen változatban, a két tájegységi térképmagyarázónak (külön a Keszthelyi-hegység és a Tapolcai-medence, valamint a s. str. Balaton-felvidék területéről), azt követően pedig az 1:50 000-es tájegységi térképnek (ugyancsak fedett és fedetlen változatban) a hozzá tartozó monográfiával együtt. De nem ez történt, ugyanis a Földtani Intézet a 90-es évek közepéig alig jelentetett meg szakmai kiadványokat. Ezen időszak alatt azonban tovább zajlott – részben magánszorgalomból, részben az Egységes Országos Földtani Térképrendszer égisze alatt – a térképek átszerkesztése, különös tekintettel a kvarter képződmények korábbinál részletesebb, genetikai alapú bontására, illetve a digitális feldolgozásra. Ezzel párhuzamosan – a térképezési eredményekre, adatokra alapozott – OTKA kutatási projektek keretében folytatódtak a rétegtani kutatások a területen, amelyek során fejlődéstörténeti rekonstrukciók, szekvencia sztratigráfiai és ősföldrajzi elemzések születtek, és jelentek meg publikációk formájában. A Balaton-felvidéki bazaltok kőzettani, geokémiai és vulkanológiai vizsgálata robbanásszerű fejlődésnek indult az utóbbi évek során, amelyhez jelentős segítséget nyújtottak a térképezési program során született terepi tapasztalatok is. Ezek a kutatási eredmények is igazolják azt a tételt, amelyet LÓCZY maga is megfogalmazott a fentiekben idézett egyik mondatában, ti. egy kutatási program lezárulásával maga a kutatás nem ér véget, legfeljebb annak egy új fejezete kezdődik meg.

A térképezési program legfontosabb eredményei közül kiemelendő:

– a BÖCKH és LÓCZY által megalapozott triász rétegtani tagolás alapján továbbfejlesztett litosztratigráfia beosztás kialakítása (részben a korábbi alapfúrások és a térképezés során mélyült fúrások alapján);

– az egymással heteropikus alsó-triász (indusi) litosztratigáfiai egységek definiálása, a Köveskáli Dolomit és az Arácsi Márga Formáció térképi elkülönítése és ősföldrajzi helyzetük értelmezése;

– az anisusi karbonátos rámpa fejlődésének rekonstruálása, a Tagyoni és a Megyehegyi Formáció kapcsolatának tisztázása, a középső-triász blokktektonika felismerése, értelmezése, térképi ábrázolása;

– a térképezést megelőzően már ismert, illetve annak során feltárt ősmaradvány-lelőhelyek faunájának rétegszerinti gyűjtése, modern biosztratigráfiai

feldolgozása, amelynek egyik eredménye lehet a felsőörsi szelvény anisusi–ladin nemzetközi határsztratotípussá történő kijelölése;

– a ladin–karni és karni platformok dolomit-összletének elkülönítése a Fődolomittól, a karni medence és platform területek kitérképezése;

– Fődolomit-platform feldarabolódása során kialakult medencék üledékeinek definíciója (Rezi Dolomit Formáció), a Rezi Dolomit és a Fődolomit összefogazódásának felismerése a Keszthelyi-hegységben;

– a Dörgicsei lófarok szerkezet kitérképezése, és szerkezetföldtani értelmezése;

– a balatonfüredi Nagy-mező áttolódásos szerkezetének igazolása;

– az ún. Déli-áttolódás felismerése.

A legutóbb megjelent 1:50 000-es tájegységi földtani térkép hagyományos szerkesztési elvek szerint készült (BUDAI et al. 1999b), egyesítve magában a korábban szerkesztett fedett és fedetlen változat által hordozott információkat. A hozzá tartozó magyarázó is igyekezett a korábbi célkitűzések közül többet megvalósítani (BUDAI et al.1999a), műfaját (és terjedelmét) tekintve mintegy átmenetet képezve a hagyományos térképmagyarázó és egy monográfia között. Ennek a térképnek és a magyarázónak a megjelenésével zárult le a Balaton-felvidék legújabb térképezési programja, Id. LÓCZY Lajos születésének 150. évfordulóján.

Irodalom

BÖCKH J. 1872: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I. – *Földt. Int. Évk.* **2/2**, 31–166.

BÖCKH J. 1874: A Bakony déli részének földtani viszonyai. II. – *Földt. Int. Évk.* **3/1**, 1–155.

BÖCKH J. 1881: Magyarország dunántúli kerületének részletes földtani térképe E.9-es lap. M=1: 44 000. – Földt. Int. kiadv.

BUDAI T. & KOLOSZÁR L. (szerk.) 1990a: A Balaton-felvidék földtani térképe. Fedett változat. M=1:50 000. – Kézirat.

BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999b: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000, 257 p. – Földt. Int. kiadv.

BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A. & KOLOSZÁR L. 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe, 1:50 000. – Földt. Int. kiadv.

DUDKO A. (szerk.) 1991: A Balaton-felvidék földtani térképe, M=1:50000 (fedetlen változat). – Kézirat.

HOFMANN K. 1875–78: A déli Bakony bazalt-kőzetei. – *Földt. Int. Évk.* **3/2**, 339–525.

LACZKÓ D. 1911: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. – *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **I/I.**, Geol. Függ. I.

LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* I/I., 617 p.

LÓCZY L. id. 1920: A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe. M= 1: 75 000. – Földt. Int. kiadv.

VITÁLIS I. 1911: A balatonvidéki bazaltok – *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **I/I.**, Geol. Függ. II.

Földtani Közlöny 131/1–2, 291 (2001) Budapest

Új rovat a Földtani Közlönyben:

Földtani megfigyelések – amit újra már senki nem láthat

A Földtani Közlöny új rovatot indít „Földtani megfigyelések" címmel. A rovat célja egy-egy munkaárokban, bevágásban, mesterséges feltárásban ideig-óráig láthatóvá vált földtani képződmények leírása. Kívánságunk és reményünk szerint valósághű ismertetését várjuk a később újra már soha nem látható szelvényeknek, feltárásoknak. Ezek adalékot szolgáltathatnak a talaj alatti rétegek megismeréséhez, tehát később bizonyára felhasználhatók lesznek ésszerű, gazdaságos műszaki tervezéshez, építéshez.

A rovatban megjelenő ismertetések szerzői nem feltétlenül a földtan szakemberei. Bárki írhat, aki legalább alapfokon ismeri a földtant, akár munkahelyi mérnök, vagy technikus, vagy diák vagy csupán érdeklődő. Természetesen örömmel vesszük szakemberek leírásait is. A lényeg, hogy célratörőek, helyesek, alaposak és pontosak legyenek a megfigyelések a feltárás helyét és tárgyát illetően is. Az ismeretés rövid legyen, a feltárás rajzával együtt lehetőleg ne haladja meg a két nyomtatott oldalt.

A geológusok az előző századforduló táján szinte valamennyi mesterséges feltárást, megnyitott árokpartot, vagy építés alatti vasúti bevágást leírtak. Az akkori leírások közvetlenül, vagy közvetve máig hasznos adalékokat szolgáltatnak az építésekhez, segítik a tervezést, a kivitelezést, máig hasznos ismeretet adnak a talajmechanikusoknak, alapozástervezőknek.

A legismertebb összefoglaló mű Budapestről HORUSITZKY H.: „Budapest dunabalparti részének talajvize és altalajának geológiai vázlata" (*Hidrológiai Közlöny*, **15**/1–6. füzet, Budapest 1936.) és könyvalakban 1:10 000-es térképmelléklettel és 42 szelvénnyel és számos táblázattal „Budapest dunajobbparti részének (Budának) hidrogeológiája" (Budapest, 1939). Mindkét kiadvány igen sok építésközbeni helyszíni megfigyelés publikált ismertetésére támaszkodva foglalta össze az altalajra vonatkozó megfigyeléseket és következtetéseket.

A középiskolások és tanáraik, gyűjtők számára jutalmat tűzünk ki. A közlésre alkalmas, legjobb leírást őslény-, kőzet-, vagy ásvány-mintával jutalmazzuk. Iskolák gyarapíthatják meglévő gyűjteményüket. Ásvány, kristály, ősmaradvány meghatározásához, vagy a leírások szakszerűbbé tételéhez segítséget nyújtunk.

Példaként egy, a Földtani Közlöny ebben a számban megjelent tanulmány helyszínére vonatkozó, a rovatot indító megfigyelés leírását adjuk közre.

Várjuk a hasonló leírásokat!

Jó szerencsét!

Levelezési cím: Földtani Közlöny szerkesztősége: Magyar Állami Földtani Intézet (PIROS Olga (1) 251-0-999)
Segítségnyújtás: Magyar Nemzeti Múzeum (KECSKEMÉTI Tibor (1) 338-2728)
GRG Mérnöki Iroda (GRESCHIK Gyula (1) 355-6-182)

GRESCHIK Gyula
mérnök, a rovat vezetője

Mérnökgeológiai-talajmechanikai megfigyelések a MOM park mélyépítési munkáinál

SZÖRÉNYI Júlia[1]

Az egykori MOM gyár területén épülő új épületegyüttes pincetömbjéhez kiemelt munkagödör mindezideig Budapest legnagyobb alapterületű és legmélyebb munkagödre volt.

A pincetömbök kiemelése során több mint 20 000 m^2 alapterületen 12–18,5 m mélységben emelték ki a földet, így kitűnő alkalom nyílott a talajmechanikai-mérnökgeológiai és hidrogeológiai szakvélemények megállapításainak ellenőrzésére. A geohidrológiai tapasztalatokkal ugyanezen közlönyfüzetben részletes cikkünk foglalkozik, ezért itt kizárólag a munkagödör kiemelési és megtámasztási munkák során nyert talajmechanikai – mérnökgeológiai jellegű megfigyeléseket ismertetem röviden. Véleményem szerint ugyanis a közeli – remélhetőleg kevésbé nagy alapterületű és kevésbé mély – munkagödrök földmunkáinak tervezésénél e megfigyelések jól hasznosíthatók lesznek.

A geotechnikai szakvéleményhez lépésben tizenhárom 12–25 m mély, majd a beruházó Bajor Házépítők talajmechanikai szakértőjének javaslatára két 40 m mélyfúrás készült.

A fúrások – két fúrás kivételével – igen egyenletes rétegsort tártak fel:

A felszínt borító heterogén mesterséges feltöltés és vékony pleisztocén lejtőtömelék-réteg alatt egységesen oligocén korú, megjelenése alapján Kiscelli Agyagnak ítélt kőzetet találtunk. A fúrásokban az alsó, nagyjából 12 m alatti zóna világosszürke színű, alacsony víztartalmú, többnyire viszonylag kis plaszticitású, tömör, kemény. Fölötte, 12–7 m közötti mélységben az agyag hasonló tulajdonságú, színében azonban már változatosabb: sárgásszürke, szürkésbarna, majd a felső kb. 7 m feletti zónában sárga, sárgásbarna színű, oxidálódott, kevésbé tömör szerkezetű agyag következett, felfelé fokozatosan növekedő víztartalommal és plaszticitással, erős térfogatváltó hajlammal. Az Alkotás utca közelében készült két fúrásban a felső oxidált zóna alatt igen változatos rétegsort tártunk fel: sötétszürke, kemény palás agyag, tufacsíkok, homokkő betelepülések formájában. A talajmechanikai laboratóriumi vizsgálatokat dr. SZEPESHÁZI Róbert főiskolai docens vezetésével a győri Széchenyi István Műszaki Főiskola készítette.

A réteg nyírószilárdsági jellemzőit nagyszámú magmintából konszolidált, gyors triaxiális vizsgálattal határoztuk meg. A szakvéleményben a teljes feszültségekhez tartozó nyírószilárdsági paramétert közöltünk. Mind a fúrások készítésekor, mind pedig a laborvizsgálatoknál tapasztalhattuk, hogy az itt feltárt szürke agyag talajmechanikailag erősen különbözik Budán más Kiscelli Agyagterületeken megismert agyagoktól. Míg a Gábor Áron utcai Rózsakert, és a Széna téri Mammut bevásárlóközpontok fúrásaiból azonos technikával vett magminták egyben igen jól „kinyomhatók", jól faraghatók és vizsgálhatók voltak, itt a minták

[1] 1026 Budapest, Szilágyi E. fasor 85.

egy része már a vizsgálat megkezdése előtt szétesett, mozaikos töréssel darabokra hullt. A jelentős különbséget a vizsgálati eredmények is igazolták: lényegesen alacsonyabb kohézió- és általában magasabb súrlódási szög- értékek adódtak az ép mintákból, mint amilyen értékeket az említett Mammut és Rózsakert magmintáiból határozhatunk, vagy akár az óbudai volt agyagbányák anyagvizsgálataiból ismertünk, tehát annál, amit egy „igazi Kiscelli Agyagtól" elvárhattunk volna. Tájékoztatásul *I. táblázat*unkban közöljük a szakvélemény összefoglaló táblázatát, melyben a fent ismertetett három zónára (és a fedőrétegre) megadtuk a laboreredmények átlagos és minimális értékeit és javaslatot tettünk a bizonytalanságokat is figyelembe véve a tervezés alapjául szolgáló karakterisztikus értékre.

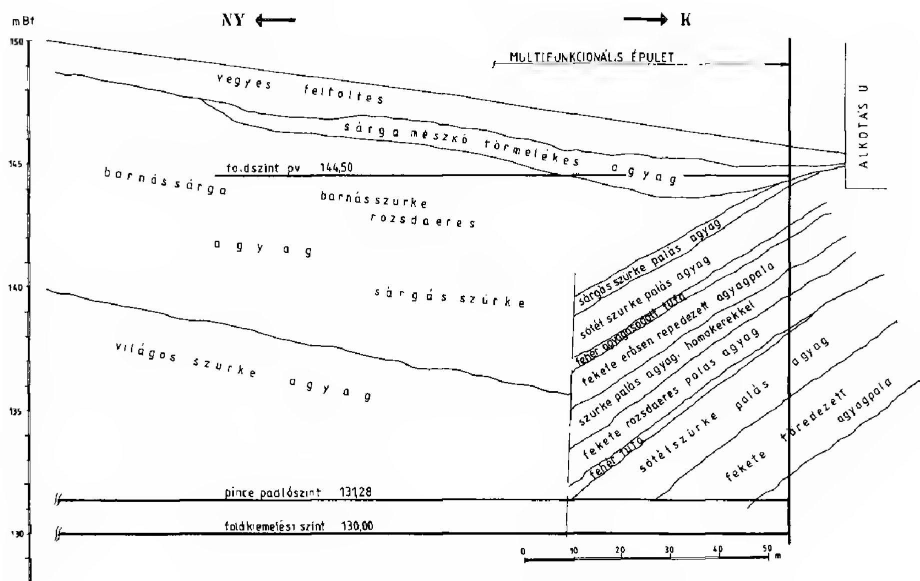
Az Alkotás utca mentén készült két fúrás mintái a szokásos talajmechanikai módszerekkel nem voltak vizsgálhatók. A szakvéleményben azt jeleztük, hogy itt az ép tömbök kedvezőbb mechanikai tulajdonságokkal rendelkeznek, mint a

I táblázat

Mélység		Átlagérték		Min. érték		Méretezés	
Talaj zóna	Mélység	Φ	c	Φ	c	Φ	c
	m	°	kN/m²	°	kN/m²	°	kN/m²
Felső zóna	0,00–4,00					28	20
Sárgásbarna agyag	4,00–7,00	24	75	25	40	24	50
Szürkéssárga agyag	7,00–12,00	27	75	25	40	26	50
Szürke agyag	12,00–25,00	32	40	30	0	30	20

homogén szürke agyag, ugyanakkor az elválási felületek mentén a szilárdság nagyon csekély is lehet. A munkagödör kiemelését a felső 3–6 m mélységig nagyrészt hátraszegezett lőtt betonhéj védelemmel, 60–70°-os rézsűhajtással, alatta hátrahorgasztott nagy átmérőjű fúrt cölöpsorral terveztük. Az említett zavart zónában többlet-horgonysor beépítésére készültünk fel azzal, hogy a ténylegesen megerősítendő szakaszt és a megerősítés módját a helyszínen fogjuk meghatározni. Tekintettel arra, hogy a talajmechanikai szakvéleményt, a megtámasztás terveit a BOHN Mélyépítő Kft. készítette és a munkagödör megtámasztószerkezeteket is a Kft. építette, a talajmechanikai felügyelet és a szükséges intézkedések meghatározását, megtervezését és kivitelezését egyaránt folyamatosan bizosítani tudtuk. Ez a tény, mint a kiemelés során kiderült, a jól sikerült megtámasztásnak szinte leglényegesebb kérdése lett.

A kiemeléskor ugyanis azt tapasztaltuk, hogy az Alkotás és Csörsz utcai szakaszon a munkagödör fala még a szakaszos kiemelésnél megszokott rövid ideig sem hagyható megtámasztás nélkül. Az Alkotás utca mentén a talaj sötétebb szürke színű, gyakran palásan elváló, tufacsíkokkal, szemcsés betelepülésekkel tagolt összlet volt, melyet az utólag készült mikropaleontológiai vizsgálatok a Tardi Formációhoz soroltak. A rétegek dőlése igen meredek (45–50°), nyugati irányú (tehát gödör irányú)(*1. ábra*). Ezen a részen a hálósan kiosztott vert



1. *ábra* A munkagödör K–Ny-i szelvénye

talajszegeken kívül két sor fúrt talajszeg is készült. A Csörsz utca mentén nagyrészt a világosabb szürke, egységesnek, tagolatlannak tűnő agyagot találtunk, melyben azonban határozott, fényes tektonikus eredetű elválási felületek nagy számban fordultak elő. Az elválási felületek egyébként a szürke agyag feletti átmeneti és sárga-sárgásbarna agyagban is megtalálhatók voltak. Ezt az agyagot az utólagos mikropaleontológiai vizsgálatok ugyancsak Tardi Formációnak, azonban fiatalabb, a Kiscelli Agyag felé átmeneti szintnek minősítették. A Csörsz utca mentén egy kisebb tömb két egymásra közel merőleges elválási felület mentén kiszakadt. Ezért ott, ahol a kiemelés az utcát erősen megközelítette, a rézsű helyett hátrahorgasztott, lőtt betonnal kombinált cölöpfal-megtámasztás készült. További problémaként jelentkezett az is, hogy a talaj szinte azonnal fellazult, kipergett, mozaikosan tört, tehát ha a komolyabb rézsűmozgásokat meg akartuk előzni, a földkiemelést követően a felületre azonnal, a szegés előtt el kellett készíteni egy lőtt beton védőréteget. Csak ezután készülhetett el a szegezés és a tervezett vastagságú lövellt betonhéj. Az említett mozgást okozó elválási felületekhez hasonló felületek egyébként a munkagödrön belül is előfordultak, bár az utcáktól távolabb egyre kisebb számban. Az azonnali fellazulás és mozaikos törés kevésbé volt jellemző a gödör belsejében.

Korábban is tudtuk, hogy az Alkotás utca, Csörsz utca tektonikus vonalakat jeleznek. Ismert volt az is, hogy a nagyobb törésekkel párhuzamosan a rétegsort kisebb vetődések, törések tagolják. A világosszürke, megjelenésében egységes, tömbös kifejlődésűnek tűnő, megjelenésében a Kiscelli Agyagra emlékeztető fiatalabb Tardi Agyagban tapasztalt nagyszámú elválási felület, és az Alkotás utca menti zavart megjelenésű Tardi Formáció – nem utolsó sorban ezek műszaki következményei – újdonságot jelentettek, és merőben különböztek a két már említett „valódi Kiscelli Agyag”-ban mélyített munkagödörben tapasztaltaktól.

Földtani Közlöny 130/1–2, 295–298 (2001) Budapest

In memoriam Dosztály Lajos
(1961–1999)



1999. április 15-én a Balaton-felvidék nyugati részén próbáltunk új triász ammonitesz gyűjtőhelyet találni. DOSZTÁLY Lajos – kivételesen – nem tartott velünk, mert fontosabb tudományos kötelezettsége a Bükkbe szólította. Aznapi terepbejárásunk csaknem teljesen eredménytelen volt. Nem baj – mondtuk – legközelebb Lajost is elhozzuk! Ha valaki, ő majd biztosan talál itt is ammoniteszt!

Nem sejtettük, hogy két nap múlva örökre eltávozik közülünk, pótolhatatlan űrt hagyva maga után.

DOSZTÁLY Lajos 1961. július 22-én született, Budapesten. Édesapja molnár volt. Gyermekkorát, iskolás évei nagy részét, Kókán töltötte. Az egyszerű, vidéki környezetből kiszakadva, hirtelenül és gyökértelenül került a főváros forgatagába, ahol az Arany János Gimnáziumba járt 1975 és 1979 között, majd az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karának geológus szakát végezte el 1980 és 1985 között. Mindvégig kollégiumban lakott.

Az őslénytan és rétegtan iránti érdeklődése már egyetemi hallgató korában megnyilvánult. Szakdolgozatát a középső-kréta Úrkúti Mészkő Tagozat őslénytani- és mikrofácies vizsgálatából készítette az ELTE Őslénytani Tanszékén, CSÁSZÁR Géza vezetése mellett.

A geológus diploma megszerzése után, 1985-ben a Magyar Állami Földtani Intézet tudományos segédmunkatársa lett és az Őslénytani osztályon a triász és jura radiolária vizsgálatokba vetette bele magát. Sokat dolgozott, tudományos pályafutása mégis nehezen indult. A radiolariák korszerű feldolgozásához nélkülözhetetlen, időigényes és néha elkeserítően eredménytelen feltáró módszerek azonban nem szegték kedvét, és hamarosan két díjazott munkával szerepelt az „Alkotó Ifjúság" pályázaton (1987: A pilisszentléleki Öregszirt radiolária faunája; 1988: A Balaton-felvidéki radiolária-kutatások eredményei).

Az ősmaradványok – és mellettük az ásványok – iránti sokoldalú érdeklődés erősen rányomta bélyegét kezdő éveinek tevékenységére. Az Ásványbarátok Köre tagjaként, ezekben az években több cikket publikált ásványokról és ammoniteszekről, mint a radioláriákról. Így, például társszerzője volt annak a rövid cikknek, amely elsőként közölt legfelső-triász ammonitesz leletet a sokat vitatott és azóta már világhírnévre szert tett csővári szelvényből. Szűkebben vett tudományos témájában – bizonyára felfogva az ezzel kapcsolatos fokozott felelősséget – későn érő alkat volt.

Lajosnak az ammoniteszek szépsége iránt érzett olthatatlan vonzalma volt az, aminek révén pályáink összekapcsolódtak a nyolcvanas évek végén. 1989-től kezdve részt vett minden jelentősebb Balaton-felvidéki triász szelvényünk

részletes gyűjtésében. Ezt alapvetően azzal indokolta, hogy az ammoniteszes rétegekből, in situ gyűjthessen mintát radiolária vizsgálatai számára, így kizárva a réteg/minta keveredés lehetőségeit. Hamarosan világossá vált azonban, hogy a tulajdonképpeni ősmaradvány-gyűjtés, az ammoniteszek megtalálása volt az, ami őt a legnagyobb mértékben vonzotta. És ezen a téren valóban kiváló, utolérhetetlen volt! Hányszor figyeltük ámulva, amint a frissen felcsákányozott, agyagos kőzettörmelékből kiemel egy számunkra első látásra azonosíthatatlan, formátlan darabot, és szinte reszkető kézzel ledörgölve a kanyarulatról a rátapadt sarat, jellegzetes hangon megszólal: na, itt van!

A 90-es években fokozatosan, egyre intenzívebben bekapcsolódott a nemzetközi tudományos életbe. Részt vett nemzetközi tudományos tanácskozásokon, tanulmányutakat tett az Alpokba és a Kaukázusba, és főként déli szomszédainknál járt sokszor, ahol a Dinári-hegyvonulatok triász–jura radiolaritos képződményei, azok bükki analóg vonatkozásai jelentették a vonzerőt. Radiolária sztratigráfiai eredményei meghatározó jelentőségűekké váltak az anisusi–ladin és a ladin–karni határkérdés nemzetközi vitái során. Ebben a témakörben 14 társszerzős publikációja jelent meg, és 1997-ben témavezetőként önálló OTKA pályázatot is nyert. Ennek sikeres lezárása nem adatott meg számára.

Jura radiolária vizsgálatai számos hazai földtani képződmény korbesorolása szempontjából bizonyultak nélkülözhetetlennek. Bízvást állíthatjuk, hogy DOSZTÁLY Lajos radiolária eredményei nélkül az észak-magyarországi juráról alkotott képünk még ma is sötét és zavaros lenne. Ezen a területen sem elégedett meg a „határozógép" szerepkörével: a képződmények biosztratigráfiai besorolásán túl, számos jura formáció litosztratigráfiai leírását is ő készítette el, sőt az észak-magyarországi mezozoikum paleotektonikai szintézisének kidolgozásában is része volt. PhD-disszertációs témája az „Észak-magyarországi mezozoos radiolária vizsgálatok" címet viselte. Dolgozata elkészült és éppen beadás előtti állapotban volt.

Szemléletmódja nyitott maradt: a geológiai–földtörténeti kutatások komplexitása továbbra is vonzotta. Rétegtani kutatásai mellett mindig figyelemmel volt az ásványtani–geokémiai vonatkozásokra is, és tevékeny résztvevője volt a hazai és nemzetközi mikrometeorit (szferulit) kutatásoknak (pl.: IGCP 384: Impact and Extraterrestrial Spherules; OTKA 014958: Szferulitok [mikrometeoritok] vizsgálata a Kárpát-medence fosszilis és recens üledékeiben; MÜI TP/015: Szferulitok eredetének komplex vizsgálata).

Zárkózott, kevés beszédű embernek látszott. A közös terepi munka során azonban csodálatosan megnyílt és szinte a hivatásos szórakoztatókat is megszégyenítően kellemes csevegőnek bizonyult. Felsőörsön kalapálva, vagy Katrabócán csákányozva, és persze, esti borozgatás közben, sokszor hallgattuk, önfeledten, azokat a színes anekdotákat, amiket ifjúkora élményeiből előadott. Filmszerűen jelenik meg ma is előttünk az intim közeledést pofonnal honoráló (későbbi neves meteorológus) egyetemi hallgató kollegina, vagy a kézigránáthajítást oktató, honvédségi kiképző őrmester története.

Tudtuk, hogy súlyos hipertóniával küszködik. De gyógyszereit rendesen szedte, és azt hittük, ilyesmivel öregkoráig elélhet az ember. Azon a frontos áprilisi napon nemcsak bennünket, a Balaton-felvidéki triász kutatók kis csapatát érte

megdöbbentő és pótolhatatlan veszteség, hanem az egész magyar földtani kutatás is szegényebb lett egy ígéretes tehetséggel.

Szerető feleséget és két kisgyermeket hagyott maga után.

A pestszentlőrinci temetőben kísértük utolsó útjára 1999. április 28-án.

VÖRÖS Attila, BUDAI Tamás

DOSZTÁLY Lajos nyomtatásban megjelent munkái:

DOSZTÁLY, L. 1986: The history of research of the Radiolaria in Hungary. – Őskori kovabányászat és kőeszköznyersanyag azonosítás a Kárpát-medencében. Nemzetközi Konf. Budapest–Sümeg, 145–148.

DOSZTÁLY L. 1986: Geológiai kirándulás Kisújbánya környékén. – *Ásványgyűjtő Figyelő* 3/1, 26–29.

DETRE CS., DOSZTÁLY L. & HERMANN V. 1986: Új kicsavarodott Ammonoidea-lelet a hazai triászból. – *Ásványgyűjtő Figyelő* 3/2, 24–27.

DOSZTÁLY L. 1987: Kvarckristályok Balatonfüredről. – *Ásványgyűjtő Figyelő* 4/3, 12–13.

DOSZTÁLY L. 1988: A Pilis hegységi Öregszirt radiolaritjának őslénytani vizsgálata. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1986**, 229–239.

DETRE CS., DOSZTÁLY L. & HERMANN V. 1988: A csővári felső-nóri, sevati fauna. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1986**, 53–67.

DOSZTÁLY, L. 1989: Triassic radiolarians from Dallapuszta (Mount Darnó, N. Hungary). – *Földt. Int. Évi Jel.* **1988/2**, 193–201.

DOSZTÁLY, L. & KOVÁCS, S. 1989: Recsk, Dallapuszta. – In: 21st European Micropaleontological Colloquium, Guidebook, 78–83.

DOSZTÁLY, L., KOVÁCS, S. & BUDAI, T. 1989: Pécsely, Meggy-hegy quarry. – In: 21st European Micropaleontological Colloquium, Guidebook, 310–316.

BUDAI T. & DOSZTÁLY L. 1990: A Balaton-felvidéki ladini képződmények rétegtani problémái. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1988/1**, 61–79.

DOSZTÁLY L. 1991: Triász korú radiolariák a Balaton-felvidékről. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1989**, 333–355.

CSONTOS L., DOSZTÁLY L. & PELIKÁN P. 1991: Radiolariák a Bükk hegységből. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1989**, 357–381.

KOVÁCS, S., KRYSTYN, L., SZABÓ, I., DOSZTÁLY, L. & BUDAI, T. 1991: The Ladinian/Carnian boundary in the Balaton Upland, Hungary. – *Symp. on Triassic Strat., Abst.*, p. 39, Lausanne.

VÖRÖS, A., SZABÓ, I., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L. & BUDAI, T. 1991: The Anisian/Ladinian boundary problem in the Balaton area, Hungary. – *Symp. on Triassic Strat., Abst.*, 44–45, Lausanne.

BUDAI T., VÖRÖS A., CSILLAG G. &DOSZTÁLY L. 1991: Balaton-felvidék, Mencshely. Cser-tető (Felsőörsi Mészkő Formáció, Buchensteini Formáció). – Magyarország geológiai alapszelvényei, Földt Int. Kiadv. 6 p.

DOSZTÁLY, L. & JÓZSA, S. 1992: Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó Hill at Recsk on the basis of radiolarians and K-Ar age data. – *Acta Geol. Hung.* **35/4**, 371–393.

DOSZTÁLY, L. 1993: The Anisian/Ladinian and Ladinian/Carnian boundaries in the Balaton-Highland based on Radiolarians. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 59–72.

DOSZTÁLY L. 1993: Darnói Radiolarit Formáció. – In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász*, 217–218, Földt. Int. kiadv.

CSÁSZÁR, G. & DOSZTÁLY, L. 1994: Some notes concerning the correlation of the Jurassic and Lower Cretaceous successions of the Northern Karavanke and the Transdanubian Central Range. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A (eds) Jubiläumsschrift 20 Jahre Zusammenarbeit Österreich–Ungarn Teil 2, 403–408.

KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A. & BUDAI, T. 1994: The Anisian/Ladinian boundary in the Balaton Highland, Hungary – a complex microbiostratigraphic approach. – *Albertiana* **14**, 53–64.

SKOURTIS-CORONEU, V., TSELEPIDIS, V., KOVÁCS, S. & DOSZTÁLY, L. 1995: Triassic pelagic sedimentary evolution in some geotectonic units in Greece and Hungary: a comparison. – *Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.* **4**, 275–281.

VÖRÖS, A., SZABÓ, I., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L. & BUDAI, T. 1996: The Felsőörs section: a possible stratotype for the base of the Ladinian stage. – *Albertiana* **17**, 25–40.

DETRE, CS., TÓTH, I., DON, GY., DOSZTÁLY, L., SIEGL-FARKAS, Á. & SOLT, P. 1997: The comparision of P/Tr and K/T boundaries on the basis of cosmic spherules found in Hungary. – *Twenty-Eighth Lunar and Planetary Science Conference Houston,* part **1**, 297–298.

DOSZTÁLY, L. & DON, GY. 1997: Glassy spherules from Hungary, their identification and geochemical features. – *IGCP 384. Symposium* Tallin, 24–25.

HAAS, J., TARDI-FILÁCZ, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F. & DOSZTÁLY, L. 1997: Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csővár, North Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **40/2**, 111–177.

DOSZTÁLY L., GULÁCSY Z. & KOVÁCS S. 1998: Az észak-magyarországi jura képződmények rétegtana. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana,* 309–318.

DOSZTÁLY L. 1998: Jura radiolaritok a Dunántúli-középhegységben. – *Földt. Közl.* **128/2–3**, 273–295.

HAAS J., KORPÁS L., TORÖK Á., † DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMORNÉ VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. & TARDINÉ FILÁCZ E. 2000: Felső-triász medece- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben – a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. – *Földt. Közl.* **130/3**, 371–421.

PELIKÁN P. & † DOSZTÁLY L. 2000: A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük. – *Földt. Közl.* **130/1**, 25–46.

HAAS J., BUDAI T., † DOSZTÁLY L., ORAVECZNÉ-SCHEFFER A. & TARDINÉ-FILÁCZ E. 2000: A „Budaörsi platform" (felső-ladin–alsó-karni) előtéri lejtőfáciese Veszprém környékén. A Berekhegyi Mészkő hajmáskéri alapszelvényének vizsgálata. – *Földt. Közl.* **130/4**, 725–758.

BUDAI T., CSILLAG G., † DOSZTÁLY L., & VORÖS A. (2001, jelen kötet): Középső- és felső-triász platform- és medencefáciesek a Veszprémi-fennsíkon. – *Földt. Közl.* **131/1–2**,

Földtani Közlöny 131/1-2, 299-309 (2000) Budapest

Hírek, ismertetések

ÉVFORDULÓK

Pöhm Edit (Edita Sedileková) emlékére

Mecenzéftől, a régi kovácsfalutól Selmecig, a híres bányavárosig vezetett Edita SEDILEKOVÁ kartársunk útja, akit – fájdalom, már csak néhányan emlékezhetnek rá a résztvevő kollégák közül – azon a még 1988-ban megtartott trilaterális tudománytörténeti tanácskozáson ismerhettek meg a Magyarhoni Földtani Társulat tagjai, melyet a Nyugati-Kárpátok első világháború előtti kutatástörténetének témájában szerveztek meg az akkori Csehszlovákia, Magyarország és Lengyelország leginkább érdekelt kutatói – egy-két résztvevővel Ausztriából, a Szovjetunióból is. (Többet erről a Földtani Közlöny 1989. évi 119. kötetének 1. füzetében, a 86–88. oldalon talál az olvasó, dr. HÁLA József tudósításában.)

A közös történelem megismerésének, az 1980-as években is szokatlannak számító szomszédolásnak (a lengyel, szlovák és magyar szervezők szándéka szerint csak a három neutrális nyelven – németül, angolul vagy oroszul – lebonyolított rendezvénynek) otthonosságát más érdemes személyek, kiváló kezdeményezők mellett a magyar, a német és több szláv nyelvben is otthonos levéltárosasszonynak, a selmeci tudománytörténeti gyűjtemények külső munkatársának, az erdészeti kar hajdani diákjának köszönhették a résztvevők.

Otthonról hozott magasszintű nyelvtudása és toleranciája, testvérszakjaink te-rületén való otthonossága – e képességeiről a Magyar Tudományos Akadémia munkatársainak korábbi és a Szlovák Állami Levéltáraknak tavaly megadott évfordulós elismerései is tanúskodhatnak – tette oly pótolhatatlanul értékessé segítségét kollégái, tudományszakunk barátai számára.

E rövid megemlékezésnek szomorú aktualitást a 2001. év elején (az ő majd egy évvel korábbi, téli combnyaktörése után) a néhány nappal 2000 karácsonya előtt bekövetkezett elhunyta adott.

PAPP Péter

Koszorúzás PAPP Károly sírjánál

Tápióság, PAPP Károly szülőfaluja és végső nyugvóhelye, tisztelgő megemlé-kezést és koszorúzást tartott 2000. november 4-én. Ez ünnepi alkalom keretében, az iskolások több, mint ezer évet felidéző ünnepi műsora és az óvodások tánccsoportjának meg az idősebbek kórusának fellépése után vette át a település a millenniumi zászlót is a kormány képviseletében megjelent GLATTFELDER Béla ipari államtitkártól. Tekintettel a tartós őszi esőre ezen a szombati napon a PAPP Károly Iskola feldíszített tornacsarnoka fogadta be az ünneplőket, köztük a Magyarhoni Földtani Társulat, illetve a Tudománytörténeti Szakosztály szervezésében a Magyar Állami Földtani Intézet elől kisbusszal indult kollé-gáinkat is. A zászlóátadás ceremóniája után sorra került kiselőadásában BREZSNYÁNSZKY Károly igazgató vázolta minenki számára és méltatta PAPP Károly professzor életművét, majd DUDICH Endrével együtt helyezték el koszorúikat az Egyetem és az Akadémia, az egész hazai földtan nagy tudósának a hajdani kastélykertben néhány éve felavatott domborművén.

PAPP Péter



Megemlékezés a Magyarhoni Földtani Társulat első közgyűléséről

A Magyarhoni Földtani társulat 1998-ban ünnepelte fennállásának 150 éves évfordulóját. E nevezetes évforduló kapcsán, márciustól decemberig, több mint 15 megemlékezés történt, amelyről a Földtani Közlöny 1998 évi 128/1. és az 1999 évi 128/4. számában olvashatunk méltató sorokat. Mindezekből kiviláglik, hogy Társulatunk 1848. január 3-án Videfalván Európában harmadikként jött létre. Érdemes hangsúlyozni azt is – írta VENDL A. (1958) – hogy „valamennyi tudomány között a földtan volt az első, amelynek fejlesztésére és támogatására hazánkban külön, önálló társulat alakítását határozták el". A videfalvai bizottság KUBINYI Ágostont a Magyar Nemzeti Múzeum igazgatóját (az MTA tagját) választotta elnöknek, aki addigra elkészítette a „leendő magyar földismei-bányászati egyletnek programját", majd töretlenül küzdött a társulat működésének hivatalos engedélyezéséért.

KUBINYI Ágoston vonatkozó törekvéseit magáévá tette HAIDINGER Vilmos „a bécsi földtani szakemberek vezére" is, így kettőjük nyomására „a bécsi kormány kijelentette, hogy hajlandó a magyar földtani társulat felállítását támogatni" (VENDL 1958). Ezzel egyidőben (1850 májusában), HÖRNES Móric a „Birodalmi Földtani Intézet biztosa Pestre érkezett, hogy a magyar szakemberekkel együtt az elvben már megalakult Társulat programját véglegesen megállapítsa". Végre 1850. július 6-án – részben a Szabadságharc eseményei miatt több mint két évvel megalakulása után – megrendezésre került az MFT első közgyűlése, mindössze 14 fő részvételével. Ezzel, illetve KUBINYI Ágoston és testvére KUBINYI Ferenc (aki ugyancsak az MTA tagja volt) a társulat ügyét állandóan ébren tartó küzdelmes munkája révén megvalósulhatott ZIPSER KERESZTÉLY András besztercebányai természetrajz tanár 1847 évi álma.

Az első közgyűlésen is KUBINYI Ágostont választották elnöknek. A titkár (titoknok) KOVÁTS Gyula a Nemzeti Múzeum ásványtárának őre lett. Az alapszabály átvizsgálása miatt annak elfogadása két hónappal később a második közgyűlésen került sor, amikor megválasztották a tisztikar többi tagját és a választmányi tagokat is. Ekkor KUBINYI Ferencet alelnöknek, SZABÓ Józsefet pedig másodtitkárnak választották. A regisztrált taglétszám 1851. március 31-én csupán 30 fő volt. Egy évvel az első közgyűlés után, 1851. július 15-én, megtartották az első szakülést is.

Mint ismeretes, az MFT megalakulása óta folyamatosan működik. Megnövekedett tagsága mindvégig odaadóan és eredményesen művelte és fejlesztette a földtani tudományágakat. Bízvást állíthatjuk, így lesz a jövőben is.

Irodalom

VENDL A. 1958: A százéves Magyarhoni Földtani Társulat története. – Műszaki Tudománytörténeti Kiadvány 9, 267 p.

RADÓCZ Gyula

130 éves a Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat (MFT) 1848-ban történt megalakítását közel negyed század késéssel (1871-ben) követte a Földtani Közlöny első számának megjelenése. Közben 1856-tól öt alkalommal jelent meg az évkönyv jellegű Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai. A „Munkálatok" előtt – anyagi nehézségek miatt – a Társulat csupán titkári jelentést adott ki. A „Munkálatok" helyett a Földtani Közlöny kiadását a társulat 1870. november 9-i közgyűlése határozta el. A Közlöny szerkesztését a választmány a Társulat első titkárára ruházta. Alig fél évvel később az 1871. áprilisi rendes évi közgyűlésen WINKLER Benő elsőtitkár már be is jelentette a Földtani Közlöny első évfolyama összevont I–II–III. sz. füzetének elkészültét. A IX. füzetet is még 1871-ben nyomták, de az első évfolyam I–X. sz. füzetei egybekötve csak 1872-ben jelent meg.

Az első füzet előszavában az elsőtitkár többek között az alábbiakkal magyarázta az évkönyv jellegű „Munkálatok" helyett a Földtani Közlöny bevezetését:

„Újabb időben... egy önálló m. kir. Földtani Intézet szervezése vétetett folyamatba. Ezen intézkedés által lehetővé tétetett, hogy a ... vonatkozó ismeretek és vizsgálatok az intézet által kiadandó évkönyvben megjelenhessenek. A Földtani Társulat... önálló földtani évkönyv további kiadását nem tartja szükségesnek... A Földtani Társulat azon hiedelemben van, hogy kitűzött czélját teljesen eléri, ha önálló kisebb havi füzetekben, rövid kivonatokban és czikkekben közölni fogja... a tudomány terén történt haladást és felfedezéseket... A Társulat igyekezni fog tagjait az eddig kiadott évkönyv helyett a megindított Földtani Közlönnyel kárpótolni, azonfelül, hogy a m. kir. Földtani Intézet által kiadandó évkönyv is a Társulat tagjai között évi illetményként ki fog osztatni."

Az első évfolyam (I–X. sz.) 262 oldalon 2 kőnyomatos táblával és egy szöveg közötti fametszettel jelent meg. A szerkesztést az összevont első füzet után - WINKLER B. hosszab külföldi tanulmányútja miatt – BERNÁTH József és KOCH Antal titkárok végezték. A Földtani Közlöny első évfolyamában 11 szerzőtől összesen 18 értekezés jelent meg, ezen belül világhíressé vált előadóink közül SZABÓ Józsefnek 4, KOCH Antalnak 3, HANTKEN Miksának 2, BÖCKH Jánosnak 1 cikke került közreadásra.

A Társulat és a Földtani Intézet együttműködésének sikerességére utal, hogy a Földtani Közlöny 1883-tól 1949-ig (65 éven át) az Intézet hivatalos lapja is volt.

A Közlöny szerkesztési elve, felépítése, megjelenési formája az eltelt 130 év alatt részben útkeresésének közepette, többször változott; esetenként anyagi okok miatt kényszerű helyzetben is, de tudományos színvonalát mindvégig megőrizte.

RADÓCZ Gyula

RENDEZVÉNYEK

Földtudományok az ezredfordulón

Az MTA 2000. évi közgyűléséhez csatlakozó osztályülés

A Magyar Tudományos Akadémia X. Földtudományok Osztálya 2000. május 10-én nyilvános osztályülést rendezett az MTA Székházának Felolvasótermében. A nagy érdeklődéssel kísért egész napos rendezvényen a földtudományok körébe tartozó szinte minden tudományterület felvázolta fejlődésének fontosabb állomásait, jelenlegi helyzetét és perspektíváit.

Az rendezvényt PANTÓ György osztályelnök nyitotta meg, vázolva az ülés célját. Ezután a következő előadások hangzottak el.

FALLER Gusztáv: Bányászatunk jövőbe mutató szerkezetváltozásai

JOÓ István: A magyar geodézia múltja, jelene és jövője

HAAS János, BÉRCZI István, CSÁSZÁR Géza: A geológia társadalmi jelentősége

ALFÖLDI László: A hidrológia helyzete és jövője

MÉSZÁROS Ernő, GÖTZ Gusztáv: A meteorológia tudomány fejlődése

MESKÓ Attila: A geofizika tudományának hazai kialakulása és fejlődése

TÓTH József: A magyar társadalom térbeliségének és térszerkezetének változási tendenciái

NAGY Béla, PAPP Gábor, WEISZBURG Tamás: A magyar mineralógia múltja és jövője

GALÁCZ András: Az őslénytani anyag gazdagodása: általános tendenciák, hazai hozzájárulások

PÉCSI Márton, SCHWEITZER Ferenc: Földrajzi környezet és a természetföldrajz

A geológia társadalmi jelentőségével és aktuális feladataival kapcsolatosan elhangzott gondolatok a következőkben összegezhetők. E tudomány kialakulása és fejlődése szorosan kötődött a társadalom által felvetett gyakorlati feladatok megoldásához. Így volt ez kétszáz évvel ezelőtt, e tudomány kialakulásának kezdetén, és így van ma is, amikor a társadalom által támasztott új kihívások állnak a geológia, illetve a földtudományokkal foglalkozó kutatók előtt: a fenntartható fejlődés ideájának megvalósításában a földtudományra háruló kérdések megoldása. A társadalmat feszítő problémák felerősödésére és jellegük változására a geológiának is válaszolnia kellett és a válaszkeresés az elmúlt évtizedben világszerte megindult. A hazai kutatók legfontosabb feladata ma a Kárpát-medence geológiai erőforrásainak és veszélyforrásainak átfogó felmérése lehet. Tekintettel arra, hogy a Kárpát-medence sajátos jellegekkel rendelkező geológiai egység (georégió), ezért a felépítéséből, természeti adottságaiból fakadó problémáit sem lehet csupán más területek tanulmányozásának során szerzett tapasztalatok egyszerű átvétele révén megoldani. A feladatok megoldása csak a környező országok szakembereivel szoros munkakapcsolat alapján, továbbá a földtudományok művelői közötti és számos más tudományterülettel való együttműködéssel remélhető. Ennek érdekében átfogó keretprogram kidolgozása folyik a Kárpát-medence geológiai erőforrásainak és veszélyforrásainak tudományos megismerése érdekében.

HAAS János

Nemzetközi Geológiai Kongresszus Rioban

Brazíliában, Rio de Janeiroban 2000. augusztus 6–17. között megrendezett 31. Nemzetközi Geológiai Kongresszus (IGC) sikeres rendezvény volt. A dél-amerikai kontinensen első ízben megrendezett földtani világtalálkozó látogatottsága, a regisztrált résztvevők száma a főtitkári

zárszó szerint, meghaladta a 4100 főt, akik több mint 103 országból érkeztek, köztük 1500 fő brazíliai szakember volt.

A kongresszus tudományos programja alapvetően három típusú rendezvény együttese volt. Első helyen az előre meghatározott témákban, felkért előadókkal megrendezett „Colloquia", „Special Lectures" és „Special Symposia" rendezvények említendők, ahol átfogó témakörök, összegző értékelését, gyakorlati hasznosításuk egyes kérdéseit elemezték. Különös hangsúlyt kaptak a nyersanyag- és energiaellátással, azok környezeti hatásaival, valamint a tudományág jövőjével kapcsolatos előadások, amelyek összhangban voltak az IGC fő szakmai tematikájával: „Geology and Sustainable Development: Challenges for the Third Millennium".

A tudományos rendezvények második csoportjába a kongresszusi résztvevők előadásai és poszter bemutatói tartoztak, melyeknek a „General Symposia" nyújtott keretet. 28 szekcióban több száz előadás hangzott el, illetve történt poszter bemutató. Utóbbiakban rendszerint foghíjasak voltak a bejelentkezett előadók távolmaradása miatt.

Ennek a rendezvénycsoportnak a keretében mutatkoztak be a magyar résztvevők, összességében 10 magyar szakember vett részt rövidebb-hosszabb ideig a kongresszuson. A szekciók tematikáját a földtan általános diszciplinái szerint választották meg a szervezők. A nagyszámú párhuzamos rendezvény miatt a színvonal általános áttekintésére, értékelésére remény sem volt. A témák között különös hangsúlyt kapott a planetáris geológia, beleértve a Naprendszer egyes elemeinek földtanát, és a Földet ért kozmikus hatások (szferulák, impakt jelenségek) tanulmányozását. A szakmai rendezvények körébe tartoztak a kongresszusi elő-, közti-, és utókirándulások. Brazília egyes részeire, esetenként a környező országokra is kiterjedő meghirdetett utak egy részét a szervezők – kellő érdeklődés hiánya miatt – törölték, de így is bőséges volt a választék.

A szakmai rendezvényekhez kapcsolódóan egy hétig volt nyitva a főleg hazai kiállítókat felvonultató Geoexpo. A kiállítás, nyilván a nagy távolság és a borsos árak miatt, méreteiben, kínálatában elmaradt a kongresszus egyéb rendezvényeinek színvonalától.

A kongresszuson négy évig tartó egyeztetések és kampány után eldőlt, hogy a két pályázó, Bécs és Firenze közül 2004-ben Firenze rendezi a következő IGC-t, melynek központi motívumát a rendkívül vonzó és napjainkban nagyon időszerű „Renaissance in Geology" jelmondat testesíti meg.

BREZSNYÁNSZKY Károly

II. Székelyföldi Geológus Találkozó

Sepsiszentgyörgy, 2000. november 11.

A találkozót rendező sepsiszentgyörgyi Székely Nemzeti Múzeum a megye és az egész székelység egyik kulturális központja, amely éppen a napokban ünnepelte fennállásának 125. évfordulóját. BOÉR Hunor geológus végzettségű könyvtáros ismertetése szerint a múzeum – többek között – a földtani kutatások szervezésében is jelentős szerepet játszott. 1928 és 1940 között BÁNYAI János vezetésével évente indultak kutatóexpedíciók egy-egy székelyföldi táj természeti viszonyainak felderítésére. A múzeum közleményei évente egy vaskos kötetben, nagyrészt magyar nyelven jelennek meg Acta címen, amelyet közösen adnak ki a csíkszeredai Csíki Székely Múzeummal. Ez a folyóirat rendszeresen közöl természettudományos és ezen belül földtudományi munkákat is.

Az első ilyen találkozót 1999-ben tartották. A jelenlegi, II. találkozót PAPUCS András utolsó éves kolozsvári geológus hallgató szinte egy személyben szervezte meg a múzeum munkatársainak segítségével.

A székelyföldi földtani kutatás jelenlegi helyzetét a helybeli kollégák szerint a Csipkerózsika álom jellemzi, amiből a felébredést ezekkel a találkozókkal is elő akarják mozdítani. Az IPEG állami kutató vállalat megyei részlegének összeomlása következtében a földtani kutatás gyakorlatilag megszűnt, a még meglevő, igen értékes dokumentáció nagy része is veszélyben forog. A geológusok nagy része munkanélküli, vagy kénytelen egészen más területen elhelyezkedni. A találkozó arra is szolgált, hogy új munkalehetőségeket kutasson fel.

A találkozón mintegy 40 fő vett részt. A helyi szakembereken kívül Magyarországról hárman voltunk jelen. Nagybányáról eljött GÖTZ Endre volt ásványtani laborvezető, akit külön is köszöntöttek, mint a volt Bolyai Tudományegyetem még egyedül életben levő geológus tanárát. Kolozsvárról ott volt WANEK Ferenc, a jelenlegi Babes-Bolyai Egyetem előadótanára, aki a délelőtti ülés elnöke is volt. Jelen voltak többen a kolozsvári magyar geológus hallgatók egyesülete, a GEKKO tagjai közül is. A találkozó

megnyitójára eljött a város polgármestere is. Délelőtt szakmai előadásokra, délután kötetlen megbeszélésre került sor.

Délelőtt a bevezető előadást VICZIÁN István (MÁFI) tartotta „Agyagásványok környezetvédelmi szerepe" címmel. Különösen a talajtani alkalmazásokkal és a nagybányai nehézfémszennyezéssel kapcsolatban mutatkozott érdeklődés. UNGER Zoltán (MÁFI) egy gravitációs térképszerkesztés kapcsán a geostatisztika módszereit és lehetőségeit ismertette. E két előadáson kívül mindegyik előadás közvetlenül kapcsolatban állt a Székelyföld földtanával.

PAPUCS András egy helyi arzén-tartalmú ásványtársulást ismertetett.

GÖTZ Endre két előadást tartott hargitai kutatásaiból: egyrészt egy érdekes vízrajzi jelenséget, a „függönypatakot", a másik előadásban opál és konkréciós sziderit előfordulásokat ismertetett. Ez utóbbiakat régebben kis helyi vasolvasztók számára fejtették is.

JAKAB Sámuel marosvásárhelyi talajtan professzor a Székelyföld tájbeosztását készítette el a termőtalaj-társulások alapján. Érdekes képeket vetített a jellegzetes talajszelvényekről és azok esetenként bekövetkező környezeti károsodásáról. JAKAB Sámuel egyébként a budapesti Kertészeti Egyetem nyárádszeredai Levelező Tagozatának a vezetője. Az általuk adott főiskolai diplomát Bukarestben honosítják, és a végzett hallgatók keresett szakemberek.

PÁL MOLNÁR Elemér (Szegedi Egyetem) a ditrói szienitmasszívum bázisos kőzeteiről nemrég megjelent könyvét mutatta be (Hornblendites and diorites of the Ditró Syenite Massif. – Szeged, 2000.). Ebben a helyi kutatóvállalatnál szerzett tapasztalatait fejlesztette tovább korszerű laboratóriumi vizsgálatokkal (mikroszonda, izotópos kor stb.) és új magmafejlődési modellt alakított ki.

DÉNES István azokat a lehetőségeket mutatta be, amiket a vidék földtani értékeinek az idegenforgalomba való bevonása rejt magában.

KOVÁCS József-Szilamér egyetemi hallgató a vargyasi szoros mezozoos olisztolit-tömbjében végzett nagyon színvonalas mikrofácies és rétegtani vizsgálatokat.

WANEK Ferenc az Erdélyi-medence rétegtani problémáit ismertette. Kiemelte, hogy az eddigi pannon fogalma folytonosan revízióra szorul, és jelenleg már célszerűbbnek látná a név teljes elhagyását, mert annyira megváltozott eredeti tartalma.

KRÉZSEK Csaba PhD hallgató a pannon képződményeken belül korszerű szedimentológiai elemzést végzett.

A múzeum néprajzos kutatója, KAKAS Zoltán olyan népi hiedelmekkel, mondákkal foglalkozott, amelyek kövekkel kapcsolatosak. Ezen a téren hatalmas gyűjtőmunkát folytatott egész Erdély területén, de különösen a Székelyföldön. Különösen érdekesek a mongóliai obo-khoz hasonló kősírhalmok a Székelyföldön.

A délutáni beszélgetést ZÓLYA László, geológusból lett vállalkozó vezette. Hatékony vitavezetése is hozzájárult, hogy két gyakorlati programban sikerült megegyezni:

1. Egy szerzői közösség elkészíti a Székelyföld földtanát bemutató összefoglaló munkát.
2. Felmérik a geo-turizmus lehetőségeit a Székelyföldön. A következő földtani képződményeket tekintették az idegenforgalom szempontjából is érdekesnek: a ditrói szienitmasszívum, a borvizek, a Hargita és Csomád (Szent Anna-tó környéke) vulkánjai, az alsórákosi Olt-áttörés (bazalt és barlangok a mezozoos mészkőben). Érdekes lehet még a Sóvidék (Szováta, Parajd) is.

A találkozóról kiadott abstract-füzet megtekinthető a MÁFI Könyvtárában: II. Székelyföldi Geológus-Találkozó. 2000. Szerk.: PAPUCS A. Acta – 2000, Supplementum. – Székely Nemzeti Múzeum, Természetrajz Részleg, Sepsiszentgyörgy.

VICZIÁN István

Százéves a Magyar Állami Földtani Intézet épülete

1900. május 7. Száz évvel ezelőtt, ezen a napon, DARÁNYI Ignác „földmívelésügyi" miniszter és BÖCKH János a Magyar királyi Földtani Intézet igazgatója megnyithatta az Intézet székházának kapuját. Alapításának 31. évében székházat kapott a Földtani Intézet, melyet a megnyitás után, 1900. május 29-én I. FERENC József király is megtekintett.

Ezt a nevezetes napot az Intézet 1869-es alapítása óta végzett munkája alapozta meg. Emellett ehhez szükség volt politikai akaratra; DARÁNYI Ignácra-ra, aki mint miniszter elérte, hogy az Országgyűlés 1896-ban megszavazta az Intézet székháza felépítéséhez szükséges támogatást; Budapest székesfőváros nagylelkű telekadományára; szükség volt egy nagylelkű mecénásra, SEMSEY Andorra; olyan építészre, mint LECHNER Ödön; olyan építőmesterre, mint HAUSZMANN Sándor, aki LECHNER terveit valóra

váltotta és mindenekelőtt BÖCKH Jánosra, az Intézet huszonöt éven át volt igazgatójára, aki az egész székházügy motorja volt.

Száz év alatt a tudományos műhely mellett a benne dolgozók által féltő gonddal óvott épület a magyar nemzeti kultúra részévé és egyúttal világhírnevűvé vált.

E jeles évforduló alkalmából 2000. december 8-án a Magyar Állami Földtani Intézet Dísztermében tartott rendezvényen az Intézet elmúlt száz év alatt végzett munkájáról BREZSNYÁNSZKY Károly igazgató, LECHNER Ödönről MAKOVECZ Imre, míg SEMSEY Andorról POZSONYI József emlékezett meg. A műsorban közreműködött a Szent István Király Zeneiskola és Zeneművészeti Szakközépiskola ZÁBORSZKY Kálmán vezetésével. Az ünnepi műsort megelőzően a megemlékezés és a hála és a tisztelet jeléül az Intézet és a Magyarhoni Földtani Társulat képviselői koszorút helyeztek el BÖCKH János és LECHNER Ödön emléktábláján valamint SEMSEY Andor sírján. Az ünnepséget megtisztelték jelenlétükkel a BÖCKH, a LECHNER és a SEMSEY család képviselői is.

Az évfordulóra jelentette meg az Intézet HÁLA József és MAROS Gyula munkatársainak tollából az „Art Geo Palota a Stefánián" c. albumot, mely sok múltbéli és jelenkori fénykép kíséretében mutatja be az épület létrejöttének történetét, az épületet, a mecénást, az építészt és az akkori igazgatót.

HALMAI János

Ifjú Szakemberek Ankétja

Az ifjú geológus és geofizikus szakemberek 2000 évi ankétja március 24–25-én Debrecenben került megrendezésre, 29 előadás és 9 poszter szerepelt.

Az elméleti előadás kategóriában: VARGA Andrea (ELTE), KOVÁCS KIS Viktória (ELTE), BENKŐ Krisztina (ELTE), MARTINI Dániel (ME); gyakorlati előadás kategóriában: ELEK Barbara, NEDUCZA Boriszláv, TILDY Péter (ELGI), JURANITS Judit (ELTE), FAUR Krisztina Beáta (ME); poszter kategóriában: NÉMETH Norbert (ME), SÜTŐ László, HOMOKI Erika, BAROSS Zoltán, JUHÁSZ Csilla (DE), SZABÓ Zsófia, HARANGI Szabolcs (ELTE) kerültek a zsűri által díjazottak közé.

Közönségdíjat kapott MARTIN Dániel (ME). Különdíjat kaptak: a Mol Rt. részéről VARGA Andrea (ELTE), a GES Kft. részéről ELEK Barbara, NEDUCZA Boriszláv, TILDY Péter (ELGI), az MGSZ részéről FEKETE Noémi (ELTE), a MÁFI részéről KISS Ada, GELLÉRT Balázs (ELTE). Az ELGI részéről Szilárd József-díjat kapott GALSA Attila (ELTE)

Földtani örökségünk 2000

Az 1999/2000-es tanévre eső „Földtani Örökségünk 2000" középiskolai pályázat keretében a zsűri 102 dolgozatot értékelt. A díjakat osztó intézmények között a Magyar Geológiai Szolgálat mellett ott volt a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) és Társulatunk is. A díjak a Környezetvédelmi Minisztérium Tokaji-hegységi kutatóházában (Rostaló) kerültek kiosztásra.

A Földtani Örökségünk Természetvédelmi Egyesület (FÖTE) „A Föld, amelyen élünk" címmel diákok és óvodások részére rajzpályázatot hirdetett. A díjkiosztásra 2000. április 29-én, a Föld napja alkalmából, a MÁFI dísztermében került sor. Ugyanott rendezte meg a FÖTE a „Földünk az optikán keresztül" tárgyú fotópályázatának kiállítását, melynek ünnepélyes eredményhirdetése a kiállítás megnyitóján, 2000. november 11-én volt.

SZEMÉLYI HÍREK

Elhunyt tagtársaink

2000-ben	FALLER Gusztáv
	CSÓKÁS János
	HAJÓS Márta
	LAUER János
	LUKÁCS Zoltánné
	MÉSZÁROS Miklós
	TÓTH P. József
	VARGA Gáborné
	VITÁLISNÉ ZILAHY Lídia
2001-ben	FERENCZ Károly

Emlékük szívünkben és munkáikban tovább él.

* * *

2000-ben végzett geológus, és geológusmérnök hallgatók

ELTE

Nyersanyagkutatási szakirány területéről:
BABINSZKY Edit, BENKŐ Krisztina, HALÁSZ Dóra, LEMBERKOVICS Viktor, PÁZMÁNYI Edit, SALLAY Enikő, SZAKÁL János Antal, SZENTPÉTERI Krisztián

Víz- és Környezetföldtani szakirány területéről:
BODÓ Péter, BÓDY Adrienn, FALUS György, KIS Viktória, KITLEY Gábor, KÓTA Emőd (2001. II.),

POYANMEHR Zahra, SERFŐZŐ Antal (2001. II.), SZABÓ Zsófia, ZSEMLE Ferenc

A Miskolci Egyetem

Műszaki földtudományi szak területéről:
NÉMETH Norbert geológusmérnök
Hidrogeológiai-mérnökgeológiai szakon:
ANGYAL Ágnes, BÉRES Krisztina, IVÁN Krisztián, JUHÁSZ Emőke, LEHOTAI Adrienn, MARSÓ Károly, NAUNER Katalin, VARGA Tünde

Kitüntetettjeink

A Miskolci Egyetem Rektora 2000. június 30-án HAJDÚNÉ dr. MOLNÁR Katalin egyetemi docens tagtársunk részére „Signum Aureum Universitatis" kitüntetést adományozta.

* * *

A Magyarhoni Földtani Társulat 2000. március 22-i Tisztújító rendes Közgyűlésén az alábbi tagtársaink részesültek elismerésben:

Szabó József-emlékérem: PÉCSI Márton
Hantken Miksa-emlékérem: VÖRÖS Attila
Koch Antal-emlékérem: HAAS János
Vendl Mária-emlékérem: DÓDONY István
Pro Geologica Aplicata Emlékérem: DOBOS Irma, HERNYÁK Gábor, KERTÉSZ Pál, PAP Sándor, SZABÓ Imre, WÉBER Béla
Semsey Andor Ifjúsági Emlékérem: NAGY Zsolt Róbert, OZSVÁRT Péter, TARNAI Tamás
Kriván Pál Alapítványi Emlékérem: NÉDI Zsuzsanna, PAZONYI Piroska

A Közgyűlés belföldi tiszteleti taggá választotta: BÁLDI Tamást, BÉRCZI Istvánt, JUHÁSZ Árpádot, NÉMEDI VARGA Zoltánt.
A Közgyűlés külföldi tiszteleti taggá választotta: Friedrich F. STEININGERT (Ausztria).

* * *

A Magyar Hidrológiai Társaság Közgyűlésén 2000. május 30-án JUHÁSZ József tagtársunk Bogdánfy Ödön-emlékérmet, MÁDLNÉ SZŐNYI Judit pedig Vitális Sándor Szakirodalmi Nívódíjat kapott.

A Bányásznap alkalmából 2000. augusztus 31-én PATAKI Attila Kiváló Bányász kitüntetésben részesült.

Szádeczky-Kardoss Elemér Ösztöndíj és Alapítvány Kuratóriuma által 2000-ben díjazott földtani tárgyú munkák

I. díj:
MÉSZÁROS Lukács: New results for the Late Miocene Soricidae Stratigraphy in the Pannonian Basin Megjelent: Newsletter on Stratigraphy, Stuttgart
PÁLFY József: Kihaltak és túlélők Megjelent: Vincze Kiadó
PÓSFAY Mihály:
1. Reaction sequence of Iron Sulfide Minerals in Bacteria and their Use as Biomarkers
2. Magnetic Microstructure of Magnetotactic Bacteria Electron Holography
3. Iron sulfides from magnetotactic bacteria: Structure composition, and phase transitions
4. Magnetite from magnetotactic bacteria: Size distributions and twinning Megjelent: Science, American Mineralogist

II. díj:
DEMÉNY Attila: Crustal contamination and fluid/interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study Megjelent: Lithos, Journal of Mineralogy
KARÁTSON Dávid: Vulkanológia I. Megjelent: ELTE Eötvös Kiadó
RAUCSIK Béla: Clay mineralogy of the Komló Calcareous Marl Formation, Bajocian, Mecsek Mountains, Hungary Megjelent: Acta Geologica Hungarica

Megosztott II. díj:
BADA Gábor, FODOR László, GYŐRFI István: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin: system and neighbouring orogens a new synthesis of palaeostress data Megjelent: Geological Society London

III. díj:
FARSANG Andrea: Heavy metal load of soils around sulphide ore dumps in the Mátra Mts, Hungary Megjelent: Journal of Geochemical Exploration
OZSVÁRT Péter: Middle Eocene foraminifer, mollusc and ostracod fauna from the Csordakút Basin (Gerecse Mountains, Hungary): palaeoenvironments recorded in a transgressive sequence Megjelent: Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis, sectio Geologica 32. kötet

Megosztott III. díj:
KAZÁR Emese, LANTOS Zoltán: Taphonomy and palaeoecology of the type specimen of *Heterodelphis leiodontus* PAPP, 1905 (Cretacea, Mammalia) from Szentmargita (St. Margarethen, Austria) Megjelent: Fragmenta Paleontologica-ban

* * *

Az Osztrák Földtani Társulat 2000. január 20-i elnökségi ülése határozata alapján HÁMOR Géza professzort levelező tagjává nevezte ki.

1999-ben CSÁSZÁR Gézát az ELTE Regionális Földtani Tanszékének vezetőjévé nevezték ki.

A Miskolci Egyetem Rektora FÖLDESSY János tagtársunkat a Földtan-Teleptan tanszékre docensnek nevezte ki.

* * *

2000-ben az ELTE-n habilitáltak:

VORÖS Attila: Oknyomozó paleogeográfia

CSÁSZÁR Géza: A Tiszai Egység kristályos és a Mecseki zóna paleozoos-paleogén képződményei című előadásával.

* * *

Az 1998-ban felvett Bólyai-ösztöndíjasok:

BUDAI Tamás, DEMÉNY Attila, FÓRIZS István

KÖNYVISMERTETÉS

Selam MEÇO & Shyqyri ALIAJ: Geology of Albania

angol nyelvű munkája 2000-ben jelent meg 246 oldal terjedelemben, 116 ábrával és 1 táblázattal a Beiträge zur Regionalen Geology der Erde sorozat 28. köteteként, a Gebrüder Borntraeger kiadásában

Az irodalomjegyzék szerint 495 munkára épülő kötet 8 fejezetre tagolódik. A földrajzi és földtani kutatás rövid áttekintése után önálló (2.) fejezetet szentelnek a szerzők Albánia földtani felépítésének és a szomszédos Dinaridákhoz valamint a Hellenidákhoz való szerkezeti kapcsolatainak felvázolására. A két alapvető szerkezeti egység Albánián belüli szakaszát Albanidák néven foglalják össze. Ezen belül a Dinaridák és a Hellenidák közti határt a Skodra–Pejai haránttörésnél húzzák meg. Az egyes szerkezeti zónák rövid, tömör, esetenként definíció jellegű ismertetését és a két alapvető szerkezeti egységeken belül használatos zónamegnevezésekkel való párhuzamosítását is itt közlik. A Dinaridákhoz az alábbi egységeket sorolják (zárójelben a „jugoszláv" nevekkel): Krujai (Dalmáciai) zóna, Cukali (Budvai) zóna, Albán Alpok (Magas karszt) zónája, Vermoshi (Boszniai) zóna, Gashi (Durmitori) zóna. A további egységeket a Hellenidákkal korrelálják: Sazani (Pakszosi = Preapuliai) zóna, Jóni (Jóni) zóna, Krujai (Gavrovo–Tripolitzai) zóna, Krastai (Pindosi) zóna, Mirditai (Szubpelagóniai = Maliaki) zóna és Korabi (Pelagoniai) zóna.

A következő (3.) fejezetben, amely a kötet legfontosabb és egyúttal a legterjedelmesebb része, a „Tektonikai zónák földtani szelvényei" címszó megjelöléssel a fent említett zónák részletes ismertetésére kerül sor. TURKU által önálló (4.) fejezetben került összefoglalásra a terület magmatizmusa. Ezt követi – a fenti zónák elrendeződését csak részben követő, azokra diszkonformitással települő – két nagyobb (Albániai – Thesszaliai hegyek-közti és a Periadriai előtéri) és néhány kisebb harmadidőszaki hegyközi molasz medence földtani felépítésének leírása (5. fejezet). Egy (6.) fejezetbe fogták össze Albánia neotektonikai jellegeire és szeizmicitására vonatkozó ismereteket. Mindössze 14 oldalt, ezen belül 6 ábrát szenteltek a területnek a paleozoikumtól napjainkig terjedő földtani fejlődéstörténetének ismertetésére (7. fejezet). Világos ábrák szemléltetik a Krasta–Pindosi-medencének a késő-triász folyamán történt kialakulását, óceanizációját és a késő-jura idején megindult szubdukcióját, továbbá a kréta és paleogén folyamán lezajlott takaróképződést, valamint ezt követően a neogén medencék kialakulását.

A kötet zárófejezetét az ásványi nyersanyagoknak szentelték. Ebben a jól ismert fémes (króm, réz, vas, vas-nikkel és nikkel-szilikát) ásványok mellett sokféle nemfémes (kősó, kén, foszforit, stb.) ásványi nyersanyag, szerves eredetű energiahordozó (kőolaj, földgáz, kőszén) továbbá jelentős súllyal a különféle vízfajták is szerepelnek.

Végül nem hagyhatom említés nélkül, hogy a kötet széleskörűen elemzi hazánkfiának, NOPCSA Ferencnek a sokoldalú albániai tevékenységét is. Kiemelten kerül említésre, hogy ő volt az első, aki tektonikai zónákat különített el Észak-Albániában (Cukali zóna, Albán Alpi takaró) és megerősítette a takarók létezését ugyanott és szerte a Dinaridákban. Megállapítják továbbá, hogy nevéhez fűződik a Dinaridák első klasszikus földtani szintézisének megalkotása is.

Jó szívvel ajánlom tehát a kötetet minden olyan kollégának, aki biztosabb alapokra kívánja helyezni földtani–paleogeográfiai ismereteit az Alpok – Kárpátok – Dinaridák rendszerében, de azoknak is, akik valamely speciális képződménycsoport, üledékképződési környezet vagy hasznosítható ásványi nyersanyag tekintetében óhajtanak tájékozottabbá válni.

CSÁSZÁR Géza

SIMON László: Talajszennyeződés, talajtisztítás

A Környezetügyi Műszaki Gazdasági Tájékoztató 5. kötete

Szakmai szerkesztő: Dr. SIMON László. Szerzők: Dr. ANTON Attila, Dr. DURA Gyula, Dr. GRUIZ Katalin, Dr. HORVÁTH Amanda, Dr. KÁDÁR Imre, KISS Ernő, NAGY Géza, Dr. SIMON László, Dr. SZABÓ Péter.

Közreadja a Környezetgazdálkodási Intézet Környezet- és Természetvédelmi Szakkönyvtár és Információs Központ (1999).

A könyv 226 oldalból áll, 22 táblázatot, 31 fekete-fehér ábrát tartalmaz.

Hazánk legjelentősebb természeti erőforrása a talaj, amely a mezőgazdaság legfontosabb termelőeszköze, értéke a nemzeti vagyon 20%-a. Az elmúlt évtizedekben termelőtalajainkat számos forrásból, elsősorban emberi tevékenységből származó negatív környezeti hatás és szenynyeződés érte. A talajszennyeződés igen nehezen és költségesen számolható fel, a talajban sok esetben visszafordíthatatlan folyamatok játszódnak le, ezért a talaj elveszítheti termékenységét. A termőföld termékenységének a jövő generáció számára történő megőrzése mindannyiunk feladata, melyen belül felelősségteljes szerep hárul a hazai szakemberekre.

A könyv első fejezeteiben a talajszennyeződés fogalmának meghatározása után áttekinti a legfontosabb szennyezőanyagok (nehézfémek, radioaktív izotópok, egyéb szervetlen anyagok, kőolaj és kőolajszármazékok, növényvédő szerek, szerves mikroszennyezők stb.) környezetbe kerülésének forrásait, a talajra és az élővilágra gyakorolt hatását. Ezután a talajszennyezettség felmérésének folyamatát követik nyomon, ezen belül foglalkozik az adatgyűjtéssel, a környezetvédelmi célú talajmintavétellel, a környezetvédelmi analítikai eljárásokkal és a talaj-határértékekkel. A következő fejezet a szennyezett talajú területek lehatárolásának módszereit foglalja össze. A vegyi anyagok környezeti kockázata mellett az emberi egészségkockázat becslésével is foglalkozik a könyv. A talajremediáció fogalmának tisztázása után áttekinti a remediációs technológiákat, majd részletesen ismertet néhány már bevált illetve ígéretes eljárást. A tajremediáció alkalmazásának hazai tapasztalatait néhány esettanulmány kapcsán mutatja be.

Végül pedig a a hazánkban is örvendetes módon elindult Kármentesítési Program céljait és feladatait ismerteti. A könyvben előforduló kevésbé ismert idegen szavak illeve speciális szakkifejezések (melyeket a szövegben *-gal jelöltek) magyarázata szakszótárban található, a témával kapcsolatos fontosabb törvények, szabványok és műszaki irányelvek jegyzékét mellékletben tünteti fel. A könyv használatát tárgymutató segíti.

Ez a könyv tehát azzal a céllal született, hogy minél szélesebb körben segítsen megérteni a talajszennyeződések okait és veszélyeit, és hogy felhívja a figyelmet az elszennyezett területek megtisztításának (remediációjának) fontosságára.

Ára: 4000 Ft, megrendelhető Jaskóné Havadi Ágnestől (1132, Bp, KGI, Kresz Géza u. 44.)

NAGY Gézáné SZABÓ Ilona

Grétsy László: „A mi nyelvünk"

Kiadta: Tinta Könyvkiadó, az Országos Erdészeti Egyesület támogatásával, 2000, 496 oldal

„Nem elég magyar anyanyelvűnek születnünk, tanulnunk kell magyarul a sírig".
Nagy Lászó

Végtelenül nagy öröm, hogy egy szakmánkhoz nagyon közel álló egyesület, az Országos Erdészeti Egyesület támogatásával adta ki 2000-ben a Tinta Könyvkiadó „A mi nyelvünk" c. 496 oldalas szemelvénygyűjteményét 260 magyar írónak, költőnek közel ötszáz anyanyelvünket dícsérő, méltató munkáiból. A válogatás GRÉTSY László nyelvész professzor munkája. „Amióta LŐRINCZE Lajos oda költözött, ahol már nincsenek nyelvhasználati gondok, GRÉTSY László a legnépszerűbb pallérozó." (BAJOR NAGY Ernő)

Az Országos Erdészeti Egyesület Elnöksége a gyönyörű kivitelben, kiváló minőségű papíron megjelent könyv előszavában többek között az alábbiakat írja:

„Megértük államiságunk ezredik évét, a millenniumot. Ezt ünnepeljük, erre emlékezünk. Nem következett be a herderi jóslat, nem tett tönkre bennünket ezer év alatt sem a belső, sem a külső ellenség.

A magyar erdészek közül többen gondoltunk arra, hogy jó lenne, ha e szép évfordulót nemcsak az erdész szakmánkból már eleve adódó módon például emlékparkok, emlékfák telepítésével ünnepelnénk meg. Egy népet, egy nemzetet több tényező tart meg, avagy dönt romlásba. Arra gondolunk, hogy ha létezik egyáltalán a nemzetet meghatározó, összetartó erő, az az anyanyelv. Az alkalom és ebbéli megfontolásunk ötvözeteképpen indítottuk

útjára az „Erdészek a magyar nyelvért" kezdeményezésünket. Ennek lényege az, hogy államiságunk millenniuma alkalmából magyar erdészek támogatásával jelenjen meg egy könyv anyanyelvünk tiszteletére.

A könyv – melynek kiadását döntően több mint 70 erdész és társaság támogatta ő nemcsak irodalmi élményt, műveltséget gyarapító olvasmány, hanem a meggyengült anyanyelvi tudat felismertetésével cselekvésre is ösztönöz. A könyv – mely egyben hasznos kézikönyve lehet lapunk olvasóinak is – táplálja az olvasó öntudatát, erősíti a nyelvhez s azzal a hazához való kötődését. Élnünk jó vele. Ezért is ajánlom meleg szívvel ezen nagyon szép és tartalmas könyv elolvasását, mely most kedvezményesen megvásárolható a Tinta Könyvkiadónál (1116 Budapest, Szatmárhegy u. 13., tel: 208-5811, fax: 208-39-89) 3530 Ft-os áron. A kiadó a postázásért nem számít fel díjat. (A könyv ára egyébként 3950,- Ft.)

HORN János

PÁL MOLNÁR Elemér: Hornblendites and diorites of the Ditró Sienite Massif

Kiadta: Juhász Nyomda, Szeged, 172 oldal terjedelemben

A Szegedi Egyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékének kiadásában, a Szerző szerkesztésében, a szegedi Juhász Nyomda gondozásában a közelmúltban látott napvilágot e 172 oldal terjedelmű, tetszetős küllemű könyvecske, amely gyöngyszem a maga nemében az utóbbi évek sajnálatosan kevés hazai földtani kiadványa közt.

A Szerző pályája a világhírű szienitmasszívum terepi kutatásával, annak északnyugati részét képező hornblendit–diorit kőzettársaság földtani térképezésével és e munkához kapcsolódó kőzettani feldolgozással indult. Azzal, hogy néhány évvel későbben az ismert történelmi események következtében Magyarországra települt, nem szakadt meg kapcsolata a témával, hanem a helyszínre vissza-vissza térve, a korszerűbb magyarországi és nyugat-európai anyagvizsgálati lehetőségeket kihasználva, többféle előzetes megméretésen (szakcikkek, PhD értekezés) átesve, e színvonalas petrológiai munkában teszi közzé eddigi kutatási eredményeit.

A szép, színes és kifejező makro- és mikrofelvételekkel, ábrákkal bőven illusztrált kötet jól felépített, könnyen áttekinthető, didaktikus felépítésű.

Az első két fejezet röviden ismerteti az egész Ditrói szienitmasszívum földrajzi, földtani helyzetét a jelenleg leginkább használt szerkezeti, fejlődéstörténeti és litosztratigráfiai beosztások alapján, Keleti Kárpátok-beli összefüggéseivel együtt. A néhány oldalas regionális ismertető a nagyvonalú megismerésben nagy segítség a témában nem kellően jártas kívülállók számára.

A 3. fejezet KOVÁCS G., PÁL MOLNÁR E., M. TÓTH T. szerzőhármas munkájaként bemutatja a Masszívum északi részén jelentős kiterjedésben megtalálható gránitoid kőzetek petrológiai jellemzőit többféle vizsgálati módszer, többek közt cirkon morfológiai vizsgálatok alapján.

A 4. fejezet a ditrói (orotvai és jolotkai) hornblenditek és dioritok szöveti-szerkezeti és modális összetételbeli sajátságait mutatja be. A két kőzettípus azonos folyamat eredménye és a Szerző az együttest itt és a további fejezetekben Tarnica Komplexum néven, egységes szemléletben tárgyalja.

Az 5. fejezet a Tarnica Komplexum fő- és nyomelem (köztük a ritkaföldek) eloszlásával, a 6. fejezet pedig ásványkémiájával és termo-barometriájával foglalkozik. A komplexumot felépítő kőzettípusok jellemző ásványaiból (elektronmikroszondás mérés által szolgáltatott) megbízható minőségű és mennyiségű adat alapján ásvány-paragenetikai és fizikai körülménybeli megállapításokat tesz.

A 7. fejezet talán a legizgalmasabb az olvasó számára, ugyanis kritikai elemzés alá veszi a Masszívum kőzetein eddig elvégzett különböző izotóp kormeghatározások eredményeit és kiegészítve azokat az északi területrész kőzeteire kapott saját K/Ar kor-eredményeivel, a magmás események csúcsának korát hornblende mérések alapján 237–196 Ma közti időközbe helyezi, amelyet a hornblendit és az azt követő gránit képződés korának tekint, és amelyet 182–102 Ma éves, biotit és káliföldpát korokkal jellemzett második esemény követ. A Szerző végül a K/Ar korokra épített tanulságos genetikai modellbe rendezi a Ditrói szienit masszívum datált eseménysorát.

A 8. és egyben az utolsó fejezetben teszi fel a koronát PÁL MOLNÁR Elemér a Tarnica Komplexumban végzett kutatómunkájára, amelyben annak petrogenezisét sokoldalú bizonyítékrendszerével foglalja össze.

A néhány betűhibától eltekintve (melyek nem értelemzavarók) úgyszólván kifogástalan publikáció ez a könyvecske, amely biztosan felkelti a magyar és külföldi geológus társadalom érdeklődését. Ezek után jogos kérdés: hogyan, mi módon és hol lehet e munkához hozzájutni? Megtalálható Magyarország nagyobb szakkönyvtáraiban, tanszéki, kutatóintézeti könyv-

tárakban és az Országos Széchenyi Könyvtárban. Minthogy korlátozott példányszámban jelent meg, kereskedelemben nem kapható. Ha valaki saját céljára mégis hozzá szeretne jutni, forduljon a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékéhez.

SZEDERKÉNYI Tibor

FŐZY István: NOPCSA báró és a Kárpát-medence dinoszauruszai

Kiadta: Alfadat-Press kiadó, 2000

FŐZY István „NOPCSA báró és a Kárpát-medence dinoszauruszai" című könyve 2000-ben jelent meg az Alfadat-Press kiadó gondozásában. Az utóbbi években sok paleontológiai könyv található a könyvesboltokban, a teljesen egyszerű, gyerekek számára írt dinoszauruszos könyvektől az evolúciónak szentelt, szakembereknek szánt kiadványokig. A meglévő, hasonló témájú paleontológiai könyvek között FŐZY István könyve kellemes meglepetés. Egyszerre találjuk meg benne a dinoszauruszokra vonatkozó ismereteket, a kutatások hátterének vázlatát, a kor politikai skiccét és NOPCSA Ferenc életrajzát.

A választékos nyelven, folyékony stílusban írt mű NOPCSA bárót, a magyar paleontológia híres, de méltánytalanul elfelejtett alakját mutatja be, kalandos életét, és páratlan munkásságának gyümölcseit. Bevezeti az olvasót NOPCSA sokoldalú kutatásainak eredményeibe, melyeket nemcsak a paleontológiában, hanem a geológia, földrajz és néprajz területén is elért. FŐZY István mindezt jól dokumentálta. Először publikált számos NOPCSA által készített fényképet és rajzot. Mindezt kiegészíti a nagy paleontológus naplójának részleteivel, illetve a személyre vonatkozó korabeli újságcikkekkel. A felvázolt történelmi és társadalmi képet számos érdekesség és anekdota tarkítja, ami megadja a könyv sajátságos hangulatát.

A könyv második része az Erdélyben és a mai Magyarország területén élt dinoszauruszokról szól, a környezetükről, a velük egyidőben élt más állatokról és növényekről. Bemutatja a fosszíliák képződését, a lelőhelyeket, a mai paleontológusok által használt terepi és laboratóriumi módszereket. A dinoszauruszok maradványainak sokféleségét a leletek pontos leírása és a bőséges illusztráció együtt hivatott bemutatni. Korabeli és mai rekonstrukciók párhuzamán szemlélteti a paleontológia fejlődését, a NOPCSA Ferenchez mérhető kutatók munkájának hatását a tények és leletek pontosabb megítélésére.

A kötet végén olyan irodalomjegyzék található, amely segíti az érdeklődőket a témával kapcsolatos kiegészítések megkeresésében. FŐZY István könyve olvasmányos, érdekes, de egyben tudományos mű. Közérthető, de a szakemberek számára is új információkat tartogat.

A könyv, többek között, a MÁFI-ban és a Magyar Természettudományi Múzeum kiállítási épületének boltjában kapható.

BARBACKA Mária

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Eseti megítélés alapján a szerkesztőbizottság összefoglaló jellegű cikkek közléséhez is hozzájárulhat.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A szerkesztőbizottság elfogadhatja közlésre magyar vagy külföldi szerző külföldi tárgyú cikkét is. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a szerző lehetőséget kap arra, hogy válaszát a vitázó cikkel együtt jelentessék meg. A tanulmányok maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, tábla). Ezt meghaladó tanulmány csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a különbözet térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény.

A folyóirat nyelve magyar és angol. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata.

A szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a szerkesztőbizottság lektorálás után 3 héten belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Késedelem esetén a cikk hátra sorolódik.

A kéziratot minden esetben három példányban kell a technikai szerkesztőhöz eljuttatni.

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz, vagy ezzel azonos minőségű fénymásolat, ill. fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen. A másik két példányhoz tartozó anyagok lehetnek jó minőségű másolatok is. A rossz minőségű nyomtatványok kiküszöbölése érdekében a számítógéppel készített, különböző fokozatú rasztert alkalmazó ábrák elfogadhatatlanok, a raszter jól megkülönböztethető sraffozással helyettesítendő. A fényképekhez és a fotótáblákhoz tartozó aláírások ne a cikk végén összesítve, hanem a táblák közelében legyenek elhelyezve. A táblákba rendezett képek számozását a képeken belül kell megoldani.

Előnyt élveznek a lektorálás és javítás után mágneslemezen visszaküldött kéziratok. (Néhány éves átmeneti periódus után a jelenleg csak javasolt megoldás követelménnyé válik.) A lemezhez egy kinyomtatott példányt kell

mellékelni, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek egyértelműen jelölve vannak.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (legfeljebb word-7.0). A lemezen fel kell tüntetni a szövegszerkesztő program típusát és verziószámát.

A kézirat részei (**kötelező**, javasolt):

a, **Cím**
b, **Szerző(k), postacímmel** (E-mail)
c, **Tárgyszavak (Key words)**
d, **Összefoglalás (angol abstract)**
e, **Bevezetés, előzmények**
f, Módszerek
g, Adatbázis, adatkezelés
h, **A téma kifejtése** – megfelelő alcím alatt (diszkusszió)
i, **Eredmények, következtetések**
j, Köszönetnyilvánítás
k, **Irodalom**
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

Az ábrákat arab, a táblázatokat és fényképtáblákat külön-külön római számokkal jelöljük. A végleges méretre történő kicsinyítés után az ábrák betűmérete legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az ábra eredeti mérete és a betűméret is legalább 30%-kal haladja meg a közlés méretét. A fényképtáblákat kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben (126×196 mm) kell elkészíteni. Kihajtós táblázat nem, kihajtós térkép, vagy ábra is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján fogadható el. Színes térkép vagy fényképtábla csak a szerző költségén közölhető. A cikk elfogadása esetén a nyomdakész rajzok előállítása a szerző feladata.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

Radócz (1974), ill. (Radócz 1974)
Galácz & Vörös (1972), ill. (Galácz & Vörös 1972)
Kubovics et al. (1987), ill. (Kubovics et al. 1987)
(Galácz & Vörös 1972; Radócz 1974, 1982; Kubovics et al. 1987)
(Radócz 1974 p. 15.)

– A neveket mind a bibliográfiában mind a hivatkozásoknál nagybetűvel kezdjük, és kis kapitálissal folytatjuk (Radócz).

– A keresztnevek kezdőbetűjét csak abban az esetben írjuk ki, ha két vagy több azonos családnevű szerző van az irodalomjegyzékben azonos évszámmal. Ha emellett még két azonos kezdőbetűs keresztnevű szerző is van azonos évszámmal, a keresztnevet is ki kell írni.

A hivatkozott irodalom jegyzékére vonatkozó szabályok:

– A szerző utáni évszámot nem tesszük zárójelbe. A folyóirat nevét kurzívval (*Földtani Közlöny*) írjuk, a kötetszámot, és az indokoltnak vélt esetben kiírandó füzetszámot kövér betűvel (**118/4**). A kötetszámot mindig arab számmal jelöljük. Az intervallum oldalszám esetében nem írunk p. betűt (325–332), teljes kötet

esetén a p. betű az oldalszám után írandó (142 p.), míg az 1 oldalas munkák esetében a p. betű a szám elé kerül (p. 79.).

– Amennyiben a szerző a hivatkozott műnek csak meghatározott oldalakra korlátozódó kérdéskörére kíván hivatkozni, úgy azt a szöveg közben az adott oldalszám(ok) jelzésével tegye meg (l. fentebb). Az irodalomjegyzékben azonban ebben az esetben is a mű teljes oldalszámát kell közölni.

– Az irodalomjegyzékben a folyóiratok nevét a szerző lehetőleg ne rövidítse.

– A magyar folyóiratokra, ha van magyar nevük, mindig magyar nevükön kell hivatkozni, még idegen nyelvű publikáció esetén is.

A nem folyóiratban megjelent publikációk (könyvek, disszertációk, konferencia kiadványok) a hivatkozott irodalom jegyzékében történő írásmódjával kapcsolatban a szerkesztőbizottság az alábbiak szerint foglalt állást:

– Önálló (fejezetenként szerzőkre nem tagolt) könyv címe normál betűvel, pl.: KOCH S. 1985: Magyarország ásványai. 276 p., Akadémiai Kiadó, Budapest

– Fejezetenként szerzőkre tagolt könyv címe kurzív, a fejezetcímek normál betűvel, pl.: MERING, J. 1975: Smectites. In: GIESEKING, J. E. (ed.): *Soil components.* Vol. II. Inorganic components. 97–119, Springer, Berlin etc.

– Cikkgyűjteményt tartalmazó könyv címe kurzív, az egyes cikkek címe normál betűvel, SALTERS, V. J. M., HART, S. R., PANTÓ, Gy. 1988: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. – In: HORVÁTH, F. , ROYDEN, L. H. (eds.): *The Pannonian Basin.* – AAPG Memoir 45, 279–293.

– Disszertációra, kirándulásvezetőre történő hivatkozásnál a disszertáció címe normál betű pl: FÓRIZS, I. 1995: A rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. – Egyetemi doktori dolgozat, Kossuth Lajos Tudományegyetem, 109 p.

– Konferencia kiadvány esetén az egyedi munkák címe normál betűs, a kiadvány címe kurzív: MELKERUD, P. A. 1985: Smectite formation below stands of 1st, 2nd and 3rd generation of coniferous forest. – *Uppsala Symposium Clay Minerals,* Modern Society, 133–150, Uppsala

– Kéziratra történő hivatkozás esetén is fel kell tüntetni a munka terjedelmét.

Az irodalomjegyzék csak a hivatkozott irodalmat tartalmazza!

A folyóirat nevének rövidítése kerülendő. A horvát, román, szlovák stb. ékezetek lehetőség szerint a lemezen is rögzítendők. Ennek hiányában a kéziraton kell egyértelműen jelölni. Cirill betűs munka esetén (ha nincs latin betűs címe) az eredeti címet, angol írásmód szerinti átírásban, szögletes zárójelben, valamint angol fordításban is meg kell adni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: PIROS Olga 1442 Budapest, Pf. 106.

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 131/1–2, 2001

Tartalom — Contents